

第 1 7 回極域気水圏シンポジウム プログラム・講演要旨

The Seventeenth Symposium
on
Polar Meteorology and Glaciology
Programme and Abstracts

1 9 9 4 年 7 月 1 3 日 (水) 7 月 1 4 日 (木)
July 13 ~ 14, 1994

国立極地研究所図書室



000055996

国立極地研究所

National Institute of Polar Research
Tokyo, Japan

551.5(*7)
KY

第17回極域気水圏シンポジウム プログラム

日 時： 1994年
7月13日（水）09：30～17：40
7月14日（木）09：30～16：10

会 場： 国立極地研究所 講堂（6階）

主 催： 国立極地研究所

第 1 7 回極域気水圏シンポジウム・プログラム
日程表

7 月 1 3 日 (水)	7 月 1 4 日 (木)
<p>開会の挨拶 09:30 ~ 09:40 星合孝男 (極地研所長) 大気環境・堆積環境-1 (4) 09:40 ~ 10:40 座長: 長田 和雄</p>	<p>リモートセンシング (4) 9:30 ~ 10:30 座長: 藤田 秀二</p>
休憩 10:40 ~ 10:50	休憩 10:30 ~ 10:40
<p>海洋・水循環 (7) 10:50 ~ 12:35 座長: 神沢 博 座長: 中山 康裕</p>	<p>雪水 (7) 10:40 ~ 12:25 座長: 成瀬 廉二 座長: 対馬 勝年</p>
昼食・休憩 12:35 ~ 13:30	昼食・休憩 12:25 ~ 13:30
<p>ポスター発表・第 1 (22) 13:30 ~ 14:30</p>	<p>ポスター発表・第 2 (21) 13:30 ~ 14:30</p>
休憩 14:30 ~ 14:40	休憩 14:30 ~ 14:40
<p>大気 (7) 14:40 ~ 16:25 座長: 岩井 邦中 座長: 永尾 一平</p>	<p>ポスター発表・第 3 (19) 14:40 ~ 15:40</p>
休憩 16:25 ~ 16:35	休憩 15:40 ~ 15:50
<p>大気環境・堆積環境-2 (3) 16:35 ~ 17:20 座長: 東 久美子</p>	<p>南極観測気水圏計画の進行状況 及び閉会の挨拶 15:50 ~ 16:10 渡辺 興亜 (極地研)</p>
<p>特別講演: ロシアの極域研究 Igor Zotikov 17:20 ~ 17:40</p>	
<p>懇親会: 研究棟 2F 講義室 18:00 ~ 19:30</p>	

P16709

6, 7, 19 各セッションの () 内の数字は講演数

第17回極域気水圏シンポジウムプログラム

口頭発表の講演時間は15分（発表12分、質疑3分）

7月13日（水） 09:30～17:40

開会の挨拶 国立極地研究所 星合孝男（09:30～09:40）

I-1. 大気・堆積環境- 1 (09:40～10:40)

座長：長田和雄（名大STE研）

I-1. ポーラーサンライズにおける北極圏エアロゾル中のジカルボン酸と水溶性有機炭素の濃度変化

河村公隆、春日部英輝（都立大理）、L.A. Barrie
（AES、カナダ）

I-2. Arctic Sunrise におけるエアロゾルの無機成分およびMSAの濃度変化

鈴木啓助、河村公隆、春日部英輝、柳瀬彩子（都立大理）、L.A.Barrie（AES、カナダ）

I-3. 東クイーンモードランドにおける大気-雪間の化学成分の分配

金森悟、金森暢子（名大）、渡辺興亜、本山秀明（極地研）

I-4. グリーンランドとスバルバル雪氷コアの酸、 $\delta^{18}\text{O}$ の変動と北大西洋振動(NAO)

藤井理行、神山孝吉（極地研）、亀田貴雄（北見工大）、渡辺興亜（極地研）

休憩： 10:40～10:50

II. 海洋・水循環(10:50～12:35)

座長：神沢博（環境研）

II-1. 海面冷却によって駆動される亜寒帯循環

力石國男、中島貴彦（弘前大理）

II-2. 海洋炭素循環のモデリング

山中康裕（東大・気候セ）、田近英一（東大理）

II-3. グリーンランド海における二酸化炭素濃度観測

青木周司、伊藤一、牛尾収輝、森本真司、小野延雄、山内恭（極地研）、中澤高清、菊地正昭（東北大理）、T.Vinje（ノルウェー極地研）

II-4. Interaction Between two Polar Heat Sinks and Tropical Ocean Heat Source which Introduce Global Climate Change

XIE Simei, BAO Chenglan and HAO Chunjiang (National

座長：山中康裕（東大気候システム研究セ）

II-5. Variations of the Antarctic Sea Ice and Polar Vortex Index in Southern Hemisphere and Their Relationship

Bian Lingen and Lou Longhua (Chinese Academy of Meteorological Sciences, PML, China)

II-6. 北極域と南極域の水蒸気循環の比較

山崎孝治（気象研）

II-7. 海水域における大気のエネギー収支

岡田格、山内恭（極地研）

昼食・休憩： 12:35～13:30

P-I. ポスター発表・第1 (13:30～14:30)

P-I-1. 海水-海洋結合大循環モデルの開発

羽角博康、山中康裕（東大気候システム研究セ）

P-I-2. 第四紀気候変動と氷床のモデリング

阿部彩子（東大気候システム研究セ）

P-I-3. 巡視船「そうや」によるオホーツク海水況観測

宇都正太郎、田村兼吉、下田春人（船舶技研）

P-I-4. Northeast Water Polynya 域（グリーンランド海）一年氷下の乱流フラックスの測定

白澤邦男、高塚徹、青田昌秋（北大低温研流水）

P-I-5. 氷山の大きさ分布-氷床の質量収支と関連して

西尾文彦（北教大釧路）、渡辺興亜、古川晶雄（極地研）、長幸平（東海大）

P-I-6. 最終氷期-間氷期における大気CO₂の濃度と $\delta^{13}\text{C}$ の変動の意味

加藤喜久雄（名大大気水圏研）

P-I-7. HTTP（ハイパーテキスト転送規約）を使ったネットワーク衛星画像アーカイブ

菊地時夫（高知大理）

P-I-8. SSM/Iデータによる海水密接度推定アルゴリズムの評価

長幸平、佐々木信夫、下田陽久、坂田俊文、（東海大情報技術セ）

P-I-9. 南極無人気象観測用電源システム試験観測

高橋修平、榎本浩之（北見工大）、本山秀明（極地研）

P-I-10. ドームルートにおける無人気象観測の展開

- 榎本浩之（北見工大）、藁科秀男（仙台電波工専）、
本山秀明（極地研）
- P-I-11. 不純物を含んだ雪のアルベドと透過率
青木輝夫、青木忠生、深掘正志（気象研）、飯田肇
（黒部市吉田科学館）
- P-I-12. スピッツベルゲンの融雪期の蒸発特性
竹内由香里、児玉裕二、中林宏典（北大低温研）
- P-I-13. スピッツベルゲンブレッガー氷河流域バエルバ川の水位、水温、電気電導度
児玉裕二、竹内由香里、中林宏典（北大低温研）、渡
辺興亜（極地研）
- P-I-14. 1994年2,3月の北極ニーオルスンの降雪観測
和田誠（極地研）、Michael Kriews (AWI、ドイツ)、青
木周司、山内恭（極地研）
- P-I-15. 北極圏スバルバル・ニーオルスンの放射収支環境
山内恭（極地研）、J.B. Ørboek (Norwegian Polar Res.
Inst.)
- P-I-16. 凍結に伴う溶存物質の除去過程
竹中規訓、大門暢、佐藤啓市、坂東博、前田泰昭（大
阪府立大工）
- P-I-17. 極域成層圏のオゾンその他の微量物質循環観測計画について：ADEOS/ILAS
衛星観測を中心として
神沢博（環境研）、近藤豊（名大STE研）、笹野泰弘
（環境研）
- P-I-18. 南極における成層圏大気のクライオサンプリング実験計画
青木周司、山内恭、森本真司（極地研）、本田秀之、
矢島信之（宇宙研）、中澤高清（東北大理）
- P-I-19. 昭和基地における人工衛星観測の将来計画
藁科秀男（仙台電波工業高専）、榎本浩之（北見工大）
- P-I-20. 南極における成層圏大気のクライオサンプリング実験の問題点と対策
本田秀之、矢島信之（宇宙研）、山内恭、青木周司、
森本真司（極地研）、中澤高清（東北大理）
- P-I-21. 西南極・徒歩探検隊が採取した降雪・積雪中の化学成分
岩坂泰信、長田和雄、松永捷司、森育子、村井康弘
（名大STE研）、吉川謙二（北大地球環境研）
- P-I-22. スピッツベルゲン・スノーフィエラ氷原の雪氷コアにおける過去60年間の
イオン濃度変動
東久美子（防災科研・長岡）、幸島司郎（東工大）、
亀田貴雄、高橋修平（北見工大）、渡辺興亜（極地研）、
Jon Ove Hagen (Norwegian Water Resources and Energy

III. 大気(14:40~16:25)

座長：岩井邦中（信州大教）

III-1. 惑星規模・総観規模のオゾン変動とその力学場との関係

塩谷雅人、池田親信、廣田勇（京大理）

III-2. 下部対流圏大気微量成分の鉛直分布の季節変動JARE32航空機観測

林政彦（名大STE研）、田中茂、益子治（慶応大理工）

III-3. 昭和基地での大気微量成分の観測

永尾一平（名大大気水圏研）、古賀聖治（資源環境研）、

田中浩（名大大気水圏研）、青木周司（極地研）

III-4. 南極昭和基地における成層圏二酸化窒素とオゾン観測

小池真、近藤豊、中島英彰、津久井健太（名大STE研）、

青木周司、山内恭（極地研）、永尾一平（名大大気水圏研）

座長：永尾一平（名大大気水圏研）

III-5. カナダ・ユーレカ基地におけるHCl, HF全量観測

牧野行雄（気象研）、Hans FAST(Atmospheric

Environment Service), 近藤孝治（高層气象台）、二階堂義信、佐々木徹、忠鉢繁（気象研）

III-6. 北極圏ライダー観測 I, 年々変動

岩坂泰信、柴田隆（名大STE研）、藤原玄夫（福岡大理）

）、足立宏（名大STE研）

III-7. 西太平洋域における大気中のCO₂の炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ の変動

森本真司（極地研）、中澤高清（東北大理）、青木周司（極地研）、田中正之（東北大理）

休憩： 16:25~16:35

IV. 大気・堆積環境-2 (16:35~17:20)

座長：東久美子（防災科研・長岡）

IV-1. 氷床表層（ドームF）における化学物質の挙動

中村一樹（野外科学（株））、上田豊、中尾正義（名大大気水圏研）、東久美子（長岡雪氷防災研）

IV-2. 南極H15コアを用いた過去250年間の大気中CO₂, CH₄及びN₂O濃度の再現

町田敏暢（環境研）、中沢高清、田中正之（東北大理）、藤井理行、青木周司、渡辺興亜（極地研）

IV-3. グリーンランドSite-J 氷床コアの化学組成と気候変動との関係

五十嵐誠（総研大）、藤井理行（極地研）、鈴木啓助（都立大理）、神山孝吉、渡辺興亜（極地研）

* 特別講演 (17:20~17:40)

紹介：渡辺興亜（極地研・北極センター）

S-1. ロシアの極域科学

Igoor Zotikov

(Institute of Geography, Russian Academy of Sciences)

懇親会 18:00~19:30

7月14日（木） 09:30~16:10

V. リモートセンシング(09:30~10:30)

座長：藤田秀二（北大工）

V-1. マイクロ波レーダー(SAR)による南極氷床の研究(II)

西尾文彦（北教大釧路）、渡辺興亜、古川晶雄（極地研）、高橋晃（通総研）、長幸平（東海大情報科技セ）

V-2. 高分解能アイスレーダによるアガシ氷丘の内部観測

水津武、前野英生、岡本謙一、浦塚清峰（通総研）

V-3. 海氷ビデオ映像を用いた広域画像解析

村本健一郎、滝川誠、松浦弘毅（金沢大工）、遠藤辰雄（北大低温研）、小野延雄（極地研）

V-4. Snow microwave remote sensing of Antarctica: comparison between measurements and modeling

Sylviane SURDYK

休憩 10:30~10:40

VI. 雪氷(10:40~12:25)

座長：成瀬廉二（北大低温）

VI-1. 東南極、S16~DOME-Fトラバースルート沿いの雪氷観測

本山秀明（極地研）、榎本浩之（北見工大）、宮原盛厚（地球工学研）、庄子仁（北見工大）、白岩孝行（北大低温研）、渡辺和夫、生巢国久、池田尚應（国土地理院）

VI-2. BOTTOM MELTING OF POLAR ICE SHEET AND POLAR ICE CAPS

Igoor Zotikov (Institute of Geography of Russian Academy of Sciences)

VI-3. 積雪の圧密による透明氷の作成と南極氷床積雪層への応用について

対馬勝年、久保雅猛、小林直哉（富山大理）

VI-4. 高周波電気伝導度測定による氷結晶中の不純物解析

杉山健、藤田秀二、末岡繁（北大工）、本堂武夫（北大低温研）、前晋爾（北大工）

座長：対馬勝年（富山大理）

VI-5. FLOW LINE MODELLING OF THE ICE SHEET IN EAST DRONNING MAUD LAND AND ENDERBY LAND

PATTYN, F. and H. DECLEIR (Geografisch Instituut, Vrije University, Brussel)

VI-6. 雪圧密における独立気泡形成の実験

石井誠吾（（株）アイ・エヌ・エー）、成田英器、前野紀一（北大低温研）

VI-7. ボストーク氷コア中のair-hydrate 結晶の屈折率測定

内田努（北海道工業技研）、島田互、本堂武夫（北大低温研）、前晋爾（北大工）、P.Duval (France, LGGE), V. Ya.Lipenkov (Russia, AARI)

昼食・休憩 12:25～13:30

P-II. ポスター発表・第2 (13:30～14:30)

P-II-1. 昭和基地上空の暖気移流による昇温量の見積

高尾俊則（高層気象台）、小池仁治（東京管区気象台）、鎌田吉博、杉田興正（気象庁）、櫻井敬三（函館海洋気象台）

P-II-2. 南半球の秋にみられるプラネタリー波の年々変動について

青木博松、塩谷雅人、廣田勇（京大理）

P-II-3. 南北両半球の大気中における超微量ハロカーボン濃度の長期変動

巻出義紘（東大アイソトープ）、富永健（東大大学院理）

P-II-4. 気象レーダの新しい解析法による高さ毎の降水強度の推定（4）

畑中雅彦、竹谷弘、西辻昭（室蘭工大情）、和田誠（極地研）

P-II-5. レーザーマイクロプローブ質量分析法(LAMMS)による南極大気エアロゾル粒子の特性化

菊地正、原圭一郎（東京理大理）、林政彦（名大STE研）、藤井理行（極地研）

P-II-6. 降雪のVTR画像から求めた昭和基地における雪の粒径分布について（2）

吉田豊、畑中雅彦、高橋尚子、竹谷弘（室蘭工大情）、和田誠（極地研）

P-II-7. 「しらせ」船上で採集したエアロゾル粒子の化学組成

毛利英明、岡田菊夫（気象研）、永尾一平、田中浩（名大大気水圏研）、古賀聖治（資源環境研）

P-II-8. オゾンゾンデ特別連続観測(ROSA93)の観測結果報告

杉田興正、高尾俊則、小池仁治、鎌田吉博、櫻井敬三（気象庁）

P-II-9. 南極昭和基地における極夜のオゾン全量の変動

忠鉢繁（気象研）

P-II-10. 南極昭和基地における霧粒の観測例

岩井邦中（信州大教）

P-II-11. 北半球冬季のオゾン量の水平構造の年々変動

川平浩二、若島将洋（富山工業高専）

P-II-12. 火山性エアロゾル極域成層圏に及ぼす放射効果について

柴田清孝（気象研）

P-II-13. 北極圏ライダー観測 II, スピッツベルゲン

柴田隆、岩坂泰信、林政彦、酒井哲、足立宏、小塩哲朗（名古屋大STE研）、藤原玄夫、白石浩一（福岡大理）

P-II-14. 北極圏ライダー観測 III, アラスカ

足立宏、柴田隆、岩坂泰信、林政彦、小塩哲朗、酒井哲（名古屋大STE研）、藤原玄夫（福岡大理）、中根英治（環境研）、近藤幸治（高層气象台）

P-II-15. 北極圏ライダー観測 IV, 極渦の内と外

藤原玄夫（福岡大理）、柴田隆、岩坂泰信、林政彦、小塩哲朗、（名古屋大STE研）、近藤幸治（高層气象台）、中根英治（環境研）

P-II-16. 赤外吸光法による南極成層圏HCl, HF, N₂Oの観測

村田功、北和之、岩上直幹、小川利紘（東大理）

P-II-17. 南極昭和基地における輻射ゾンデによる雲の観測

山本哲（気象研）

P-II-18. ロシアにおけるオゾンに関する話題

牧田広道（気象庁）

P-II-19. 南極域のOLR分布と極ジェットの変動の関連性について

平沢尚彦、山内恭（極地研）

P-II-20. 昭和基地におけるブリュワー分光光度計を用いたB領域紫外線観測

櫻井敬三、杉田興正（気象庁）

P-II-21. 目視観測による昭和基地の天気、雲の解析

高尾俊則（高層気象台）、小池仁治（東京管区気象台）、
鎌田吉博、杉田興正（気象庁）、櫻井敬三（函館海洋
気象台）

休憩 14:30～14:40

P-III. ポスター発表・第3 (14:40～15:40)

P-III-1. あすか観測拠点発電棟の壁面傾斜角と屋根面レベル測定の比較

大塚弘樹（日大大学院理）、半貫敏夫（日大理工）、
佐野雅史、鮎川勝（極地研）

P-III-2. アイスドーム構造体の昇華と補強、補修について

君塚慎矢（日大大学院）、半貫敏夫（日大理工）、石
沢賢二（極地研）

P-III-3. 東南極G15コアの年代決定

成田英器（北大低温研）、和泉薫（新大積雪災害セ）、
藤井理行（極地研）、庄子仁（北見工大）

P-III-4. ドームグリッブ氷コアの力学試験(II)

宮本淳、川田邦夫（富山大理）、庄子仁（北見工大）、
H. B. Clausen（コペンハーゲン大学）

P-III-5. スピッツベルゲン・オスゴルド氷河における氷コアの化学解析

五十嵐誠（総研大）、神山孝吉、藤井理行、渡辺興亜
（極地研）

P-III-6. 天然放射性核種Pb-210による氷コア解析

鈴木利孝、太田一岳、槇朗（山形大理）、神山孝吉、
藤井理行、渡辺興亜（極地研）

P-III-7. グリーンランド氷床コア中の脂肪酸の深度分布

河村公隆、鈴木郁子（都立大理）、藤井理行、渡辺興
亜（極地研）

P-III-8. ICP-MSによる南極氷床コアの微量分析

島村匡、岩下正人（北里大衛）、高久雄一（丸文（株））
、赤羽勤子（多摩化工（株））、津村昭人、山崎慎一
（農業環境研）

P-III-9. みずほ氷床コア中の宇宙・火山起源物質

福岡孝昭（学習院大理）、宮野義則、遠藤邦彦（日大文理）、河野美香（岡山大地球研）、田沢雄二（京大理）、藤井理行（極地研）

P-III-10. 南極みずほ30m浅層コアに含まれる火山性シグナルの検出

河野美香（岡山大地球研）、福岡孝昭（学習院大理）、宮野義則（日大文理）、藤井理行（極地研） 日下部実（岡山大地球研）

P-III-11. 低損失誘電体粒子集合体のマイクロ波複素誘電率測定－雪を想定して－

藤田秀二、松岡健志、森島成憲、前晋爾（北大工）

P-III-12. 表面形態分布からみた南極氷床上の堆積環境について

古川晶雄、神山孝吉（極地研）、前野英生（通総研）、本山秀明（極地研）

P-III-13. 極域氷床における雪の圧密氷化過程と含有空気量

亀田貴雄（北見工大）、成瀬廉二（北大低温研）

P-III-14. 東南極ドームFでの112mコア掘削とケーシングについて（JARE34）

本山秀明（極地研）、宮原盛厚（地球工学研）、榎本浩之（北見工大）、渡辺興亜（極地研）

P-III-15. 氷床内部層反射エコーの偏波特性

前野英生（通総研）、藤田秀二（北大工）

P-III-16. 空洞共振器法による氷1h結晶のマイクロ波帯の誘電損失の精密測定

松岡建志、藤田秀二、森島成憲、前晋爾（北大工）

P-III-17. 日本国内環境大気中二酸化炭素濃度および日本アルプスの雪サンプル中陰陽イオンの化学種分析例

二木安之（信大医）、富安文武乃進、二瓶好正（東大生産技研）、渡辺興亜、神山孝吉（極地研）、前嶋康浩、前野一真、萩原直木（信大医）

P-III-18. 簡便な測定手段を利用した雪氷試料化学特性の評価

神山孝吉（極地研）

P-III-19. アラスカでの大気・雪試料中の化学成分濃度の季節変化

松永捷司、岩坂泰信、長田和雄、森育子、村井康浩（名大STE研）、金森悟、金森暢子（東海大）

休憩 15:40～15:50

南極観測気水圏計画の進行状況及び閉会の挨拶 (15:50～16:10)

渡辺興亜（極地研）

シンポジウム プロシーディングスの発行について

例年と同様に当シンポジウムのプロシーディングスを発行しますので、下記により論文の投稿をお願い致します。

1. 投稿締め切り日：平成6年10月31日（月）

2. 投稿要領：論文は刷りあがり10ページ以内とします。この場合、原稿はタイプ用紙ダブルスペースで15枚以内となり、図・表が増えた分、原稿は少なくしてください。図表は2枚で刷りあがり1ページと計算してください。投稿論文はレフェリー2名による校閲がありますのでコピーを3部お送り下さい。オリジナルは手元に残しておいてください。文字指定や図表の挿入位置の記入は、最終原稿の段階でお願いします。

なお、プロシーディングスの性格上、発表論文は短くても結構ですから投稿して下さい。投稿されない場合でも、英文アブストラクトは必ず提出してください。

3. その他：シンポジウムプログラムをプロシーディングスに掲載しますので、題名、著者名を変更された方は英文題目とローマ字表記著者名を気水圏プロシーディングス編集幹事までお知らせ下さい。

4. 投稿先：173 東京都板橋区加賀1-9-10

国立極地研究所 気水圏プロシーディングス編集幹事

神山孝吉

TEL (03) 3962-7125

FAX (03) 3962-5719

E-mail: glacier@nipr.ac.jp

第17回極域気水圏シンポジウム

講演要旨

ポーラーサンライズにおける北極圏エアロゾル中のジカルボン酸と水溶性有機炭素の濃度変化

*河村公隆、春日部英輝（都立大理）、L. A. Barrie（AES, カナダ）

1. はじめに

われわれは、北極圏アラートで採取したエアロゾル試料中（1987年7月～1988年6月）にシュウ酸を主成分とする低分子ジカルボン酸を検出し、それらは、4月に最大濃度を示すことを見いだした。このピーク出現の時期が、ポーラーサンライズと一致したことから、ジカルボン酸の濃度増加は、冬期に北半球中緯度より運ばれた汚染性有機物が、ポーラーサンライズに伴って光化学的に生成される酸化剤と二次的に反応した結果起こったものであると示唆された。

本研究では、1988年の春に認められたジカルボン酸のピークが、この年に特有な現象でなく、北極圏大気の一般的な特徴であることを確認することを目的とした。そのために、別の年（1991年）に採取したエアロゾル試料を分析しジカルボン酸の濃度変化を追跡するとともに、それらがエアロゾルの全炭素、および、水溶性有機物に占める割合の季節変化についても考察した。

2. 試料と分析法

エアロゾル試料は、1991年2月～6月に北極圏カナダ、アラート（北緯82.5度、西経62.3度）にてハイボリュウムエアーサンプラーを用いて石英フィルター（Pallflex, 20×25cm）上に捕集した（16試料）。採取時間は7日間であった。

試料の一部を純水を用いて抽出し、水可溶成分（ジカルボン酸類など）を分離した。それらを濃縮・乾燥後、BF₃/BuOHでブチルエステルに誘導体化し、キャピラリーガスクロマトグラフ（GC）と、GC-質量分析計により測定した。フィルター試料の一部を、元素分析計に導入し、全炭素、全窒素を測定した。また、水溶性の有機態炭素を測定するために、フィルター試料の一部を純水で抽出し、有機炭素計（TOC500）に注入した。

3. 結果と考察

試料中に飽和（C2～C11）及び不飽和（マレイン酸、フマル酸、メチルマレイン酸、フタル酸）のジカルボン酸、 ω -オキソ酸（C2～C5, C9）、ピルビン酸、及びジカルボニルを検出した。全ての試料で、シュウ酸（C2）が最も優位であり（2～52 ng/m³）、マロン酸（C3）、コハク酸（C4）がこれに続いた。分布の特徴は、1987～88年の結果と一致した。

図1に、1991年2～6月におけるジカルボン酸の濃度変化を示す。4月はじめに、最大濃度（約80 ng/m³）が認められたが、その値と、季節変化の特徴は、1988年の結果とよい傾向の一致を示した。このことは、北極圏大気中では、ポーラーサンライズに伴って有機エアロゾルの変質が急激に起こっていることを示している。全炭素、水溶性有機物に占めるジカルボン酸の割合も、ポーラーサンライズにともない、変化が認められた。

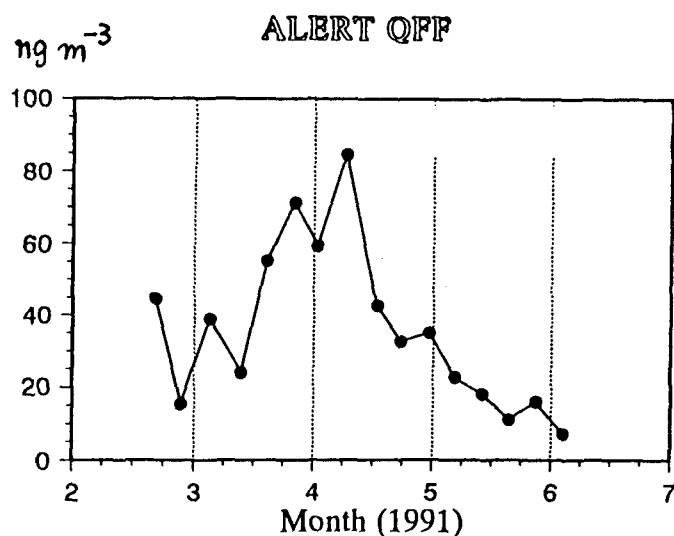


図1 北極圏エアロゾル（Alert, 1991年）中の低分子（C2～C11）ジカルボン酸濃度の季節変化

Arctic Sunriseにおけるエアロゾルの無機成分およびMSAの濃度変化

鈴木啓助、河村公隆、春日部英輝、柳瀬彩子(都立大・理)、L. A. Barrie (AES)

1. はじめに

人間活動の盛んな北半球において、大気中に放出された人為起源の化学物質が、北極圏に輸送されるのは冬季に最も多くなる。さらに、降水によるエアロゾルの除去が、北極圏では冬季に最も少なくなることから、冬季の北極圏の大気中では、人為起源物質濃度が高くなる。同時に、海塩起源物質濃度も冬季に高くなることが知られている。また、北極圏に太陽が昇り始める Arctic Sunrise の時期には、OH ラジカル等の増加により、大気中での化学反応が活発化する。

そこで、Arctic Sunrise の時期を挟む2月から6月にかけての、北極圏エアロゾル中の無機成分およびMSA濃度を分析し、その濃度変動から北極圏エアロゾルの起源、輸送および変質の過程を考察する。

2. 試料と分析法

エアロゾル試料は、1991年2月19日から6月10日までの間に、カナダ・アラートにおいて、ハイボリュームエアサンプラーを用いて、石英フィルター (Pallflex 2500 QAST, 20 × 25cm) 上に捕集した。採取時間は7日間を基本とした。

フィルター上の試料の一部から、超純水を用いて水溶性成分を抽出し、イオンクロマトグラフ (DIONEX-2020i/SP) により、それらの無機成分濃度およびMSA濃度を測定した。

3. 結果と考察

北極圏エアロゾル中のMSA濃度の変化を図1に示す。3月半ばまでは、きわめて低濃度であるが、3月下旬以降は夏に向けて濃度が徐々に増加する。4月末から5月初めにかけての試料で、MSA濃度の一時的なピークが形成されている。図2には、 nssSO_4^{2-} の濃度変化と各試料中の Cl^- lossの量を示す。3月下旬から5月の初めにかけて、 nssSO_4^{2-} 濃度が比較的高くなり、その後は夏にかけて濃度が減少している。Arctic Sunriseの時期と、濃度のピークが一致している。また、 Cl^- lossの量は、海水中の Na^+ 濃度との比から期待されるエアロゾル中の Cl^- 濃度と、実際の試料中の Cl^- 濃度との差を示すが、 Cl^- lossの量は、 nssSO_4^{2-} 濃度のピークに約1週間遅れて増大する。両者の変動パターンの対応が良く、 nssSO_4^{2-} 濃度の増加により Cl^- lossが生起していると考えられる。

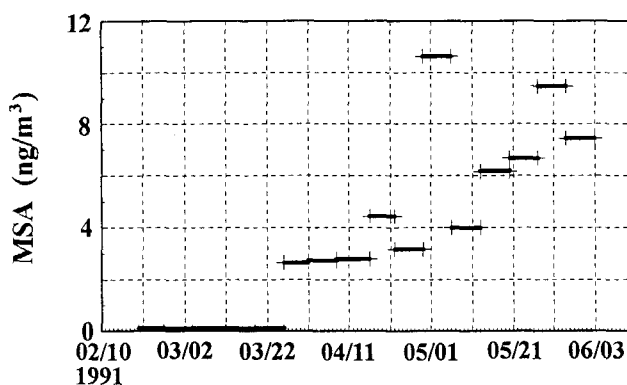


図1 MSA濃度の変化

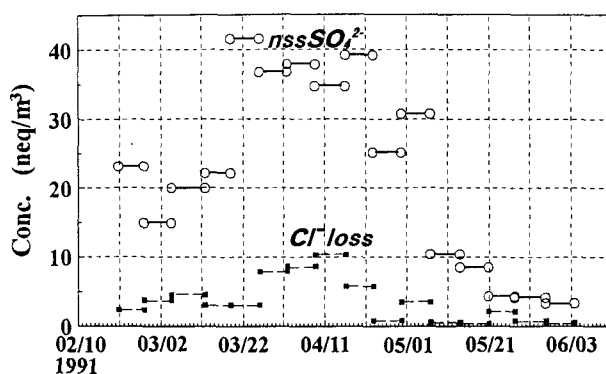


図2 nssSO_4^{2-} 濃度および Cl^- loss量の変化

東クイーンモードランドにおける大気-雪間の化学成分の分配

金森 悟、金森暢子（名古屋大学）

渡辺興亜、本山秀明（国立極地研究所）

大気エアロゾルの化学組成と降雪の化学組成との間に比例関係が成立するかどうかは、極地の氷床の化学組成が過去の大気環境に関する情報をとどめているかどうかの判断をする上で、非常に重要な拠り所である。しかしながら、同時にこの問題は非常に複雑な問題点を含んでいる。第一に、凝結核としてエアロゾルが取り込まれる過程が雪の化学組成にどれほど重要であるか？第二に、降雪による捕捉が重要であるなら、エアロゾルの粒径による捕捉率の違いはないか？第三に、積雪の含むドライ・フォールアウトはどれほど重要か？第四に、大気中のガス状の成分はどのように関係しているか？それゆえ、大気エアロゾルの化学組成と雪のそれとの間の直線関係を軽々しく認めることはできない。他方南極点その他で、大気中の粒子状の種々の成分濃度 (ng/m^3) と積雪中の同じ成分の濃度 ($\mu\text{g}/\text{l}$) との間に直線関係が成り立つことが指摘されているが、逆にアラスカのバローでこのような直線関係が成り立たないことも報告されている。

1988年に行ったみずほ高原全体にわたる観測に依れば、みずほ基地よりも内陸側のA,BおよびCの3点における大気エアロゾルと表面積雪または新鮮な飛雪の化学成分濃度は全般的

に良い直線関係を示した。従来の報告では、この直線関係は殆ど重金属元素に限られていたが、本研究では殆どの主成分についても成り立つことが分かった。しかし K^+ 、 NH_4^+ などはしばしば、また Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 等の陰イオンが時にこの直線関係から外れることが見出された。1990年から、ろ過膜によるエアロゾルの捕集と同時にアルカリ含浸ろ紙を用いる酸性ガス (HCl 、 HNO_3 、 HNO_2 、 SO_2 など) の捕集を試み、昭和基地において、特に夏期に、 SO_2 だけでなく、 HCl 、 HNO_3 、 HNO_2 などのガスがエアロゾルよりもはるかに高濃度で存在することが初めて明らかとなった。これらの高濃度の酸性ガス成分が内陸に向かってどこまで達しているかが重要な問題点であるが、飛雪中の excess Clの分布から判断すると、降雪はガス状の HCl をかなり捕捉していると考えられる。これらの問題を更に明らかにするために、1993-1994年に海上からドーム基地に至る範囲にわたって、酸性ガス成分-大気エアロゾル-飛雪・積雪の3相にわたって化学成分がどのように分配しているかを明らかにする為のサンプリングを行ったので、その結果につき報告する。

グリーンランドとスバルバル雪氷コアの 酸、 $\delta^{18}\text{O}$ の変動と北大西洋振動（NAO）

藤井理行¹・神山孝吉¹・亀田貴雄²・渡辺興亜¹（1；極地研、2；北見工大）

1. はじめに

北極圏氷河学術調査として、1987年以降北極圏で雪氷コア掘削を実施してきている。ここでは、1987年のスバルバルのHøghettaと、1989年のグリーンランドのSite-Jで得られたコアの対比から、過去数百年の気候変動について議論する。コアの年代は、Site-Jコアでは $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化をカウントするとともに、両コアでは、顕著な火山シグナル、トリチウムなどの示準層や ^{210}Pb による堆積速度などに基づいて決定した。その誤差は、Site-JコアとHøghettaコアでそれぞれ、1783年のラキ噴火以降 ± 2 年、 ± 5 年、それ以前は ± 5 年、 ± 10 年と見積られる。なお、Høghettaコアには50 m（1730 AD）付近に堆積の不連続があり、これ以深はヒプシサーマル期（6,000年前を中心とした3,000年間ほどの温暖期）の氷であるので、ここでは、1730 AD以降について議論する。

2. グリーンランドとスバルバルコアの酸の変動に見られるシーソー現象

図1に、Site-JコアとHøghettaコアのpHの変動を示す。いずれも、過去百数十年間の降水の酸性化が顕著に認められる。バックグランドレベル（産業革命以前）からの酸性度は、Site-Jコアで1.4倍、Høghettaコア2.1倍と、スバルバルの方が酸性化の進行が急速に起っている。この変動を比較すると、両者には、負の相関が認められる。すなわち、グリーンランド（西部）への酸性物質の輸送が増大／減少すると、スバルバルでは逆に減少／増大するという、両地点には気温のシーソー現象がある。

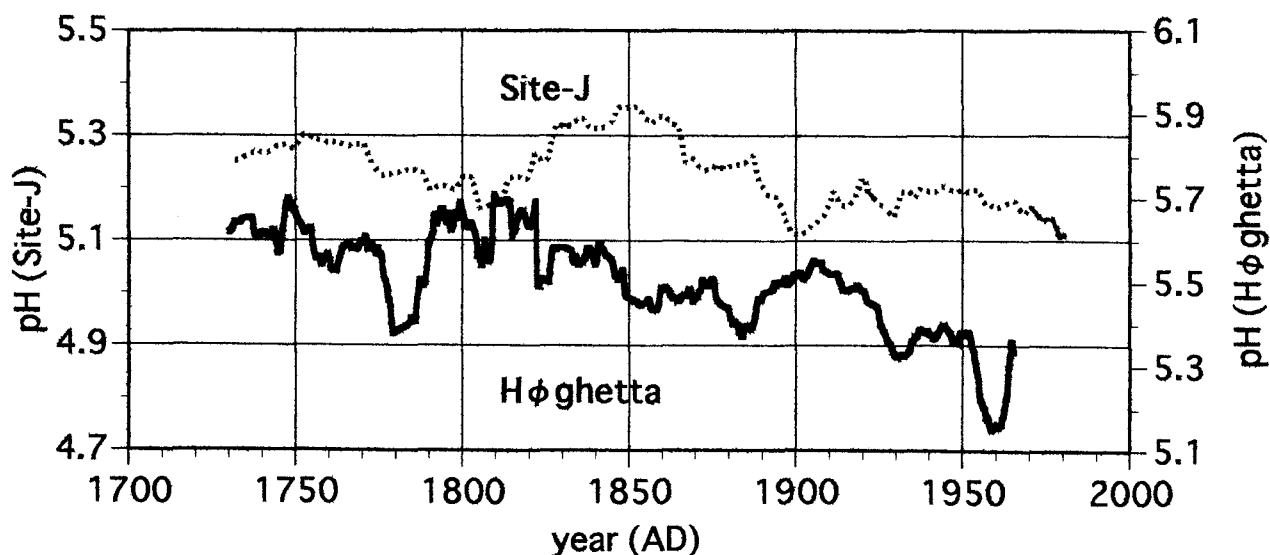


図1 グリーンランド, Site-Jとスバルバル, Høghettaコアの1730年以降のpHの変動に見られるシーソー現象。

3. グリーンランドとスバルバルコアの $\delta^{18}\text{O}$ の変動と北大西洋振動 (NAO)

グリーンランドとスバルバルのコアの pH に見られた変動の逆相関は、1730 年以降、図 2 に示すように $\delta^{18}\text{O}$ にも明瞭に認められる。すなわち、グリーンランド（西部）が温暖化／寒冷化すると、スバルバルは寒冷化／温暖化するという、両地点には気温のシーソー現象がある。これは、グリーンランド／ラブラドルと北西ヨーロッパ間の冬期の気温のシーソー現象として古くから知られる北大西洋振動 (NAO; North Atlantic Oscillation) である。

図 3 に示すように、アイスランド低気圧が発達すると、グリーンランド西部に位置する Site-J では北からの寒気が流入して寒冷となり、スバルバルでは南からの暖気の流入で温暖となる。逆に、アイスランド低気圧の発達が悪いと、グリーンランド西部では北からの寒気の流入が弱まり温暖化し、スバルバルでは南からの暖気の流入が弱まり寒冷化する。低緯度側を主たる起源とする酸性物質の挙動も、北大西洋振動による現象として説明できる。

グリーンランドが低温化し、スバルバルが温暖化した 1820 年から 1920 年までの期間は、アイスランド低気圧が発達し、それ以前とそれ以降の 50 年は、逆にアイスランド低気圧の発達が悪かったと考えることができる。このように、グリーンランドとスバルバルコアの $\delta^{18}\text{O}$ のシーソー現象には、50 年から 100 年の周期がある。

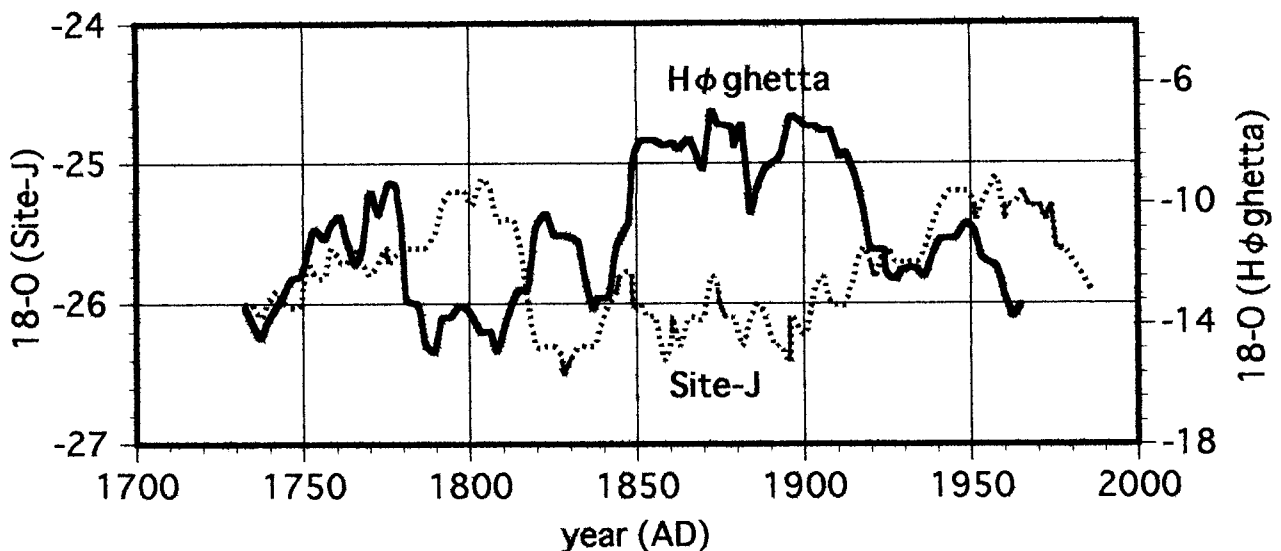


図 2 グリーンランド, Site-J とスバルバル, Høghetta コアの 1730 年以降の $\delta^{18}\text{O}$ の変動に見られるシーソー現象。

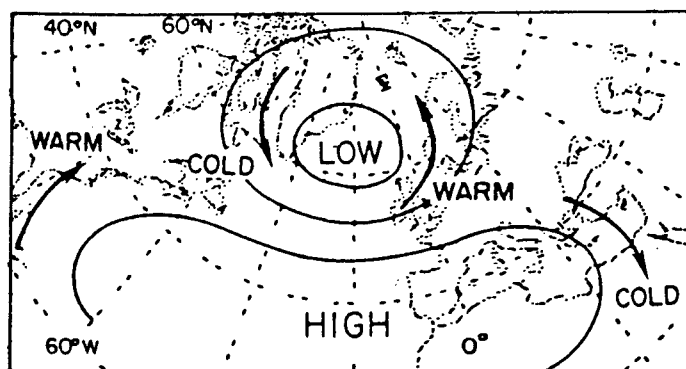


図 3 北大西洋振動 (NAO) に関連して起こる気温と気圧場の anomalies の模式図 (Wallace and Gutzler, 1981)。

海面冷却によって駆動される亜寒帯循環

力 石 國 男 ・ 中 島 貴 彦
(弘前大学理学部)

はじめに

親潮が常磐沖まで異常南下した1984年の冬～春は、日本列島は三八豪雪以来の豪雪に見舞われ、オホーツク海の水氷面積は人工衛星による海水観測始まって以来の最小値を記録した。このような豪雪～親潮の南下～オホーツク海の水氷面積の関係は、程度の違いはあるが他の豪雪年にも共通して見られる。親潮はなぜ豪雪年の春に異常に南下するのだろうか。

この問題は、親潮を駆動しているものは何であるかという、より根本的な問いかけを含んでいる。よく知られているように、親潮の第一分枝（沿岸親潮）は津軽暖流や宗谷暖流と同じ沿岸境界流の仲間であり、岸を右手にみて流れている。岸寄りには低密度の海水が堆積しているので、力学的には岸に向かうコリオリ力と沖に向かう圧力勾配力がバランスしている。津軽暖流や宗谷暖流については、下流方向への水位差が駆動力であると考えられている（秦1973, 青田ら1985）。沿岸親潮についても、流速が水位差（下流方向への）に比例しているという報告がなされているので（柏井1991, 力石1991）、その駆動力は水位差である可能性がある。

本報では、沿岸親潮の駆動力は何か、それはなぜ季節的にあるいは年によって親潮の異常南下をもたらすのかを考察する。

親潮の南下と水位差

関根（1988ほか）は親潮を駆動するものは北太平洋の風系であると考え、北西季節風の強化（豪雪年）と親潮の南下の関係を調べた。彼は順圧モデルの数値シミュレーションによって、豪雪年には風応力の回転成分がゼロになる緯度が南下するため、亜寒帯循環系全体が数百 km 南に移動して親潮の南下をもたらしていると結論した。もし関根の説が正しければ、親潮の南下は三陸・常磐沖に限らず東方の海域でも同時に発現しているはずである。

しかしながら、吉田（1992）による親潮水の分布の経年変化を調べてみると、季節的な親潮の南下を示すのは沿岸親潮（ 145°E 以西の親潮）のみであり、それより東側の親潮ははっきりした季節変化も経年変化も示さない。また、吉田（1993）は海面水温の南北勾配の大きな領域が親潮フロントに一致していることを示し、 150°E 以東では親潮の緯度が経年的に殆ど変化していないことを示した。これらは、季節風の強化が亜寒帯循環系全体を南に移動させるという関根の説を否定するものであると考えられる。

そこで吉田による親潮面積（親潮水の占める $15' \times 15'$ の柵目の数）と、沿岸の南北の水位差との関係を月毎に調べた。室蘭－八戸の水位差（相対値）と親潮面積の平均季節変化との対応を見ると、水位差の最も大きな3～4月に親潮が最も南下している（図1）。また室蘭－八戸の水位差の偏差（3～6月）と親潮面積との関係には（図2）、かなりはっきりした正の相関が見られる。これらは、水位差が大きいほど親潮が南下していることを示している。青田ら（1985）は水位差によって駆動される宗谷暖流の力学的なバランスを明らかにしている。従って、沿岸親潮は確かに下流方向の水位差によって駆動されていると結論することができる。

水位差を作るものは何か？

それでは何が水位差を作るのだろうか。海面水位は通常水温、気圧、風などによって決まっている。このうち最も影響が大きいのは水温である。（気圧の影響は補正でき、風の影響は外洋に面した観測点では小さい。）気象庁海況旬報による海面水温データを使って、3～6月の室蘭－八戸の相対水位差（偏差）と両地点の平均水温（偏差）との関係を調べた（図3）。両者には明瞭な負の相関が見られ、水温が低い時ほど南北の水位差は大きく、親潮の勢力が強くなる。水温はほぼ気温に比例しているので、日本付近が寒い冬ほど親潮の南下が強まり、逆に暖冬年には親潮の南への張り出しが弱くなることを意味している。

ではなぜ気温（水温）が低くなると南北の水位差が大きくなるのだろうか？ここで海水は水温が高いほど密度の温度変化が大きく（図4）、また八戸は網走より4～8℃水温が高いことに注意する必要がある。同じ温度変化でも、南方の方が北方よりも水位の変化率が大きいので

ある．例えば12℃と4℃の海水の柱（塩分濃度30パーミルとする）をともに100mの深さまで4℃下げると，暖かい海水の方が冷たい海水よりも水柱の高さが3.9cm低くなる．また南の12℃の水柱だけを冷却させた場合，その差は6.5cmになる．当然のことながら，水温が変化する深さが深い方が海面の変化も大きい．実際の水位差と水温の関係（図略）をみると，4℃の気温降下は約8cmの水位差に対応している．これは，八戸の水柱の方がより多く，より深くまで温度が変化していることを示唆している．

結 び

以上の解析結果から，親潮の南下とは親潮系全体の南下ではなく，沿岸親潮の季節的な南下が異常に強まる現象であり，海面が異常に冷却されることによって発生していると結論される．親潮南下の強さは，冷却の強さや冷却の及ぶ深さに依存している．この結論は沿岸親潮が熱的（密度的）に駆動されていることを示したものであり，亜寒帯循環系ではほかにも同様なメカニズム駆動されている海流があることを予想させる．

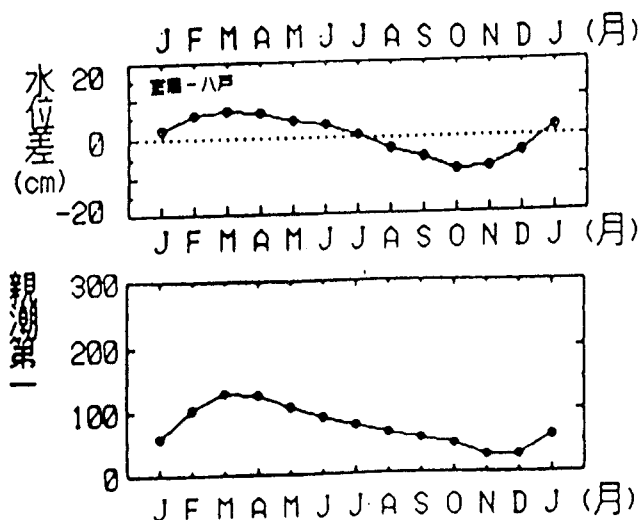


図 1

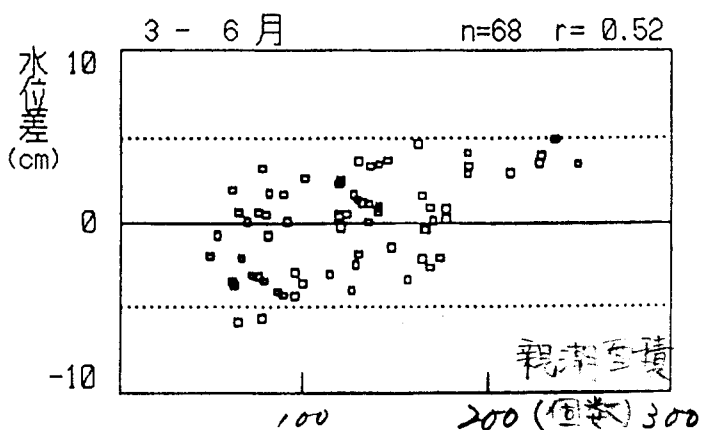


図 2

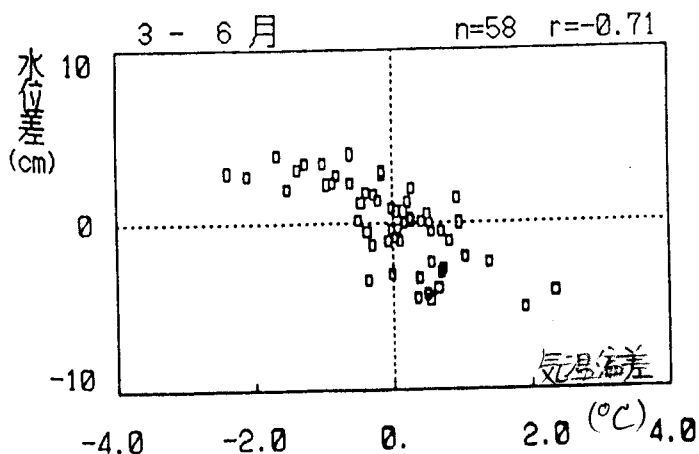


図 3

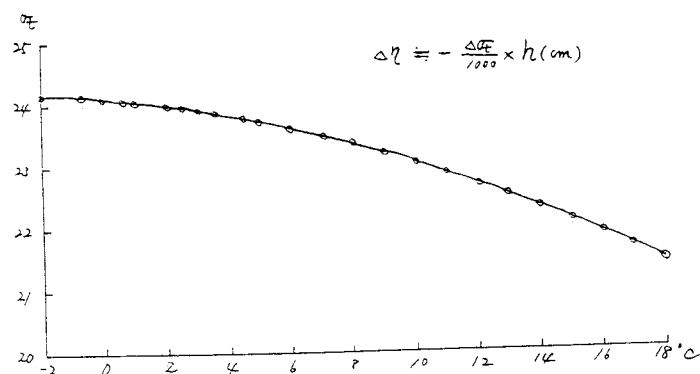


図 4

海洋炭素循環のモデリング

°山中康裕(東大・気候センター)・田近英一(東大・理)

1. はじめに

10 万年程度より短い時間スケール、例えば氷期間氷期の大気中の CO_2 濃度変化は、海洋の循環および生物化学過程が変化したためと考えられている。我々は、海洋循環や生物化学過程を 3 次元に陽に表現して計算することにより、現在の炭素循環における主なバランスを明らかにするとともに氷期間氷期の大気中の CO_2 濃度変化のメカニズムを明らかにすることを目標とする。極域の気候変動は、熱塩循環の変動を通じて全海洋の物質分布・堆積環境さらに大気中二酸化炭素濃度に影響を及ぼすと考えられる。

本講演では、現実海洋における栄養塩分布の再現および北大西洋の表面塩分を小さくした場合の結果を報告する予定である。

2. モデル及び実験の設定

[モデル海洋・大気および時間積分] 北極海・地中海を除く現実的な海底地形(最大水深 5500m)をもつ海洋および 1 ボックスの大気を考える。Levitus(1982)の年平均データを参照海面水温・塩分として与え、Hellerman & Rosenstein(1983)の年平均データを風応力として与える。但し、北大西洋のみ真冬の海面水温として Levitus のものより最大 4°C 低くしている。海洋大循環モデル(水平格子間隔 $4^\circ \times 4^\circ$ ・鉛直 17 層・水平拡散係数 $A_{HH} = 8 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$ ・鉛直拡散係数 $A_{HV} = 0.2 \text{ cm}^2/\text{s}$)を用いて、10000 年時間積分を行い定常の海洋循環・水温塩分分布を得る。

[予報変数および力学過程] 海洋生物大循環モデルで扱う予報変数として大気的全 CO_2 量および海洋全炭酸・アルカリ度・栄養塩(リン酸)・溶存酸素・ ^{13}C のそれぞれの濃度を考える。大気的全 CO_2 量と全

炭酸(^{12}C ・ ^{13}C)を合わせたものは大気海洋で、アルカリ度・リン酸の全量は海洋で保存している。海洋の予報変数は、OGCM の水温・塩分と同一の移流拡散過程を考える。

[化学過程および海面ガス交換過程] 海水中の CO_2 ・ HCO_3^- ・ CO_3^{2-} 濃度は、ホウ酸を含めた化学平衡を仮定し全炭酸およびアルカリ度から計算する。みかけの解離定数および溶解度定数は、温度・塩分の関数として与える。海面における CO_2 のガス交換は大気海洋の分圧差に比例して行い、ガス交換係数は全球一様として $0.06 \text{ model}/(\text{m}^2 \text{ yr } \mu\text{atm})$ とする。このとき $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ の一方向の分配係数を考慮する。溶存酸素は海面で常に飽和状態とする。

[生物生産および溶解過程] 有光層は海洋表層 50m として、新生産は栄養塩と日射量の関数とする。生産された POC(particulate organic carbon)については、Redfield ratio($\text{P} : \text{N} : \text{C} : \text{O}_2 = 1 : 16 : 106 : -138$)を仮定する。calcite の POC に対する生産比(rain ratio)は 0.045(全球一様)とし、POC の鉛直フラックス分布は Martin *et al.*(1987)の分布を与え、calcite については 1500m 以下で一様に溶けるものとする。

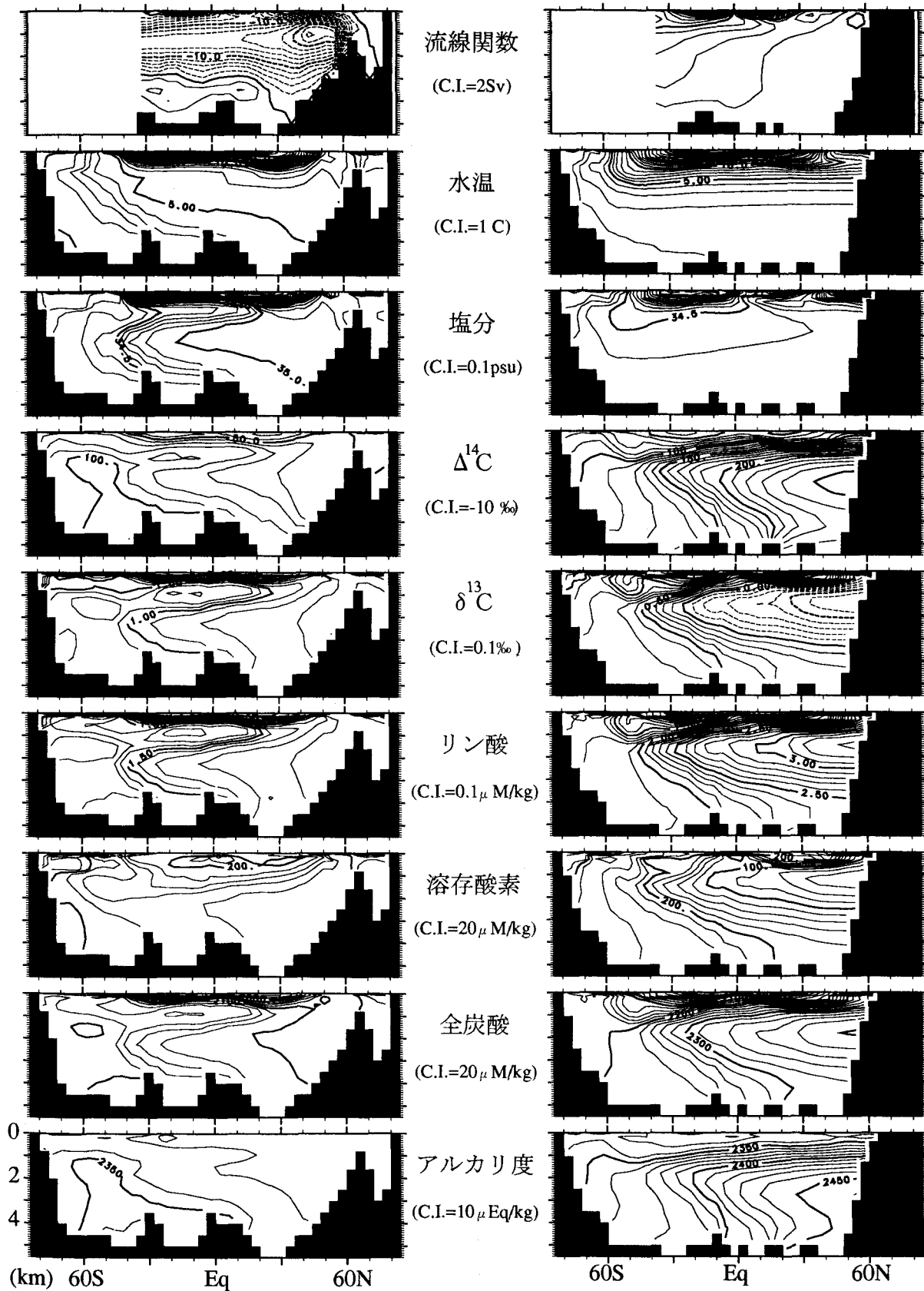
[時間積分] OGCM は全球一様温度静止状態よりはじめ、海洋生物大循環モデルは、全海洋一様の値大気 CO_2 濃度 280ppm・海洋全炭酸 $2235 \mu\text{M}/\text{l}$ ・アルカリ度 $2374 \mu\text{M}/\text{l}$ ・栄養塩(リン酸) $2.1 \mu\text{M}/\text{l}$ ・溶存酸素 $280 \mu\text{M}/\text{l}$ ・大気 -6.5% ・海洋 0.4% に相当する ^{13}C の全量より 3000 年程度時間積分を行う。

3. 結果

大西洋・太平洋の断面における子午面循環・温度・塩分・ $\Delta^{14}\text{C}$ ・ $\delta^{13}\text{C}$ ・リン酸・溶存酸素・全炭酸・アルカリ度について南北鉛直断面を図に示す。モデルの結果はかなり現実的な分布を再現した。

大西洋

太平洋



グリーンランド海における二酸化炭素濃度観測

青木周司、伊藤 一、牛尾収輝、森本真司、小野延雄、山内 恭（極地研）、
中澤高清、菊池正昭（東北大・理）、T. Vinje（ノルウェー極地研）

1. はじめに

大気と海洋間の二酸化炭素（ CO_2 ）の交換量を定量化することは、ミッシングシンク問題の解決のために、ひいては将来の大気中における CO_2 濃度を予測するために必要不可欠なことである。このために、いろいろな研究が試みられているが、直接的なアプローチとして、大気と表層海洋間の CO_2 濃度差の測定が最も基本的な方法となっている。現在、この方法を用いた観測が数多くの研究機関によって、おもに太平洋や大西洋を中心に実施されている。我々は、グローバルな海洋深層水の形成域であり、大気中における CO_2 の海洋深層循環への入り口として重要なグリーンランド海に着目し、ノルウェー極地研究所と共同で、1992年から表層海洋中の CO_2 濃度観測を実施している。

2. 観測結果と考察

我々は、1992年8月18日から8月30日までの期間、および1993年8月16日から8月29日までの期間、ノルウェー極地研究所がチャーターした観測船 "LANCE" に同乗して表層海水と平衡状態にした多数の空気試料および海水試料を採取した。さらに1993年4月12日から5月19日までノルウェーの民間耐氷船 "POLAR STAR" に同乗して同じような試料を採取した。これらの試料を分析して得られた、グリーンランド海における表層海水中の二酸化炭素濃度（ pCO_2 ）の1993年夏季の例を図1に示す。表層海洋中の pCO_2 はスバルバル諸島沿岸域が比較的高く 320 ppmv 程度であり、西に向かって低くなる。また、経度 0° 付近には北ほど pCO_2 が低い構造も見られる。この観測における最も低い pCO_2 は 189 ppmv であり、最も高い pCO_2 は 321 ppmv であった。したがって、同じ時期にスバルバルのニーオルスン基地で得られた大気中の CO_2 濃度の平均値である 348.3 ppmv に比べて、この海域全体の pCO_2 が非常に低い値となっていることが明らかになった。大気と表層海洋との濃度差は、最も小さいところで 28 ppmv、最も大きいところで 160 ppmv にも達し、これまでに太平洋や大西洋で得られた結果と比較して濃度差がかなり大きい。したがって、この時期にグリーンランド海域が持つ潜在的な CO_2 吸収能力は他の海域をはるかにしのぐものであることが明らかになった。

1992年と1993年の観測では、海氷域を除いた海域で、水温と表層海水中の CO_2 濃度の間にきれいな正相関が見られた。水温変化に対する pCO_2 の変化率は $7.2\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ であり、海水が単に冷やされたことによって生じる pCO_2 の変化率 約 $4\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ に比べてより大きな値になっている。グリーンランド海で得られた水温変化に対する pCO_2 の大きな変化率には、海洋中の生物活動が関係している可能性が高い。一方、海氷域では両者間にきれいな相関が見られなかった。この海域では水温が 0°C 付近ではほぼ一定しているにもかかわらず、 pCO_2 が場所により大きく変化している。これは pCO_2 が海氷の融解水の影響を強く受けているためではないかと推定している。

図2にグリーンランド海における全炭酸濃度（ ΣCO_2 ）の鉛直分布を示す。 ΣCO_2 は 300m 以深では $2.11 \sim 2.14 \text{ mmol Kg}^{-1}$ の範囲にあり、下層に向かってごくわずかに増加している。このような ΣCO_2 分布は他の海域とは全く異なっている。一般的な海域では、沈降する有機物の酸化によって ΣCO_2 は下層に向かってかなり増大するような分布となっている。グリーンランド海における ΣCO_2 が表層を除いてほぼ一定になっていることは、この海域に鉛直方向の比較的大きな移流が存在すること、すなわちこの海域が深層水の形成域であることに起因しているものと考えられる。表層での ΣCO_2 は $1.9 \sim 2.1 \text{ mmol Kg}^{-1}$ の範囲にあり、表面に近いほど小さな値になっている。

図3にグリーンランド海における全炭酸中の炭素同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ ）の鉛直分布を示す。 $\delta^{13}\text{C}$ も ΣCO_2 と同様に、表層を除けば $1.1 \sim 1.4 \text{ ‰}$ の範囲で深層までほぼ一様になっている。表層での $\delta^{13}\text{C}$ は $2.0 \sim 2.4 \text{ ‰}$ であり、 ΣCO_2 とは逆に表面に近いほど大きくなっている。

表層における ΣCO_2 と $\delta^{13}\text{C}$ には明らかな相関が見られる。塩分 25‰ で規格化した $n \Sigma \text{CO}_2$ と $\delta^{13}\text{C}$ の

間には、およそ $-10\text{‰} \cdot (\text{mmol Kg}^{-1})^{-1}$ の傾きをもつ直線関係があり、表層における両者の変化が植物プランクトンによる無機炭酸の吸収に起因していると考えられる。すなわち、植物プランクトンは夏季には光合成活動により海水中の溶存無機炭酸を取り込むが、その際、同位体分別効果 (Fractionation) により $^{12}\text{CO}_2$ を選択的に取り込みやすい。このため海水の全炭酸中の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) は大きくなる。高緯度の海域における植物プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ は中・低緯度よりも低く、例えば北緯60度ではおよそ -28‰ にもなる。したがって、 $n\Sigma\text{CO}_2$ に対する $\delta^{13}\text{C}$ の変化率は全海洋平均 $-8.7\text{‰} \cdot (\text{mmol Kg}^{-1})^{-1}$ よりも大きな負の値になることが期待されるため、本研究で得られた値は合理的である。これらの結果は、表層の激しい生物活動によって夏季のグリーンランド海の pCO_2 がかなり引き下げられていることを表している。

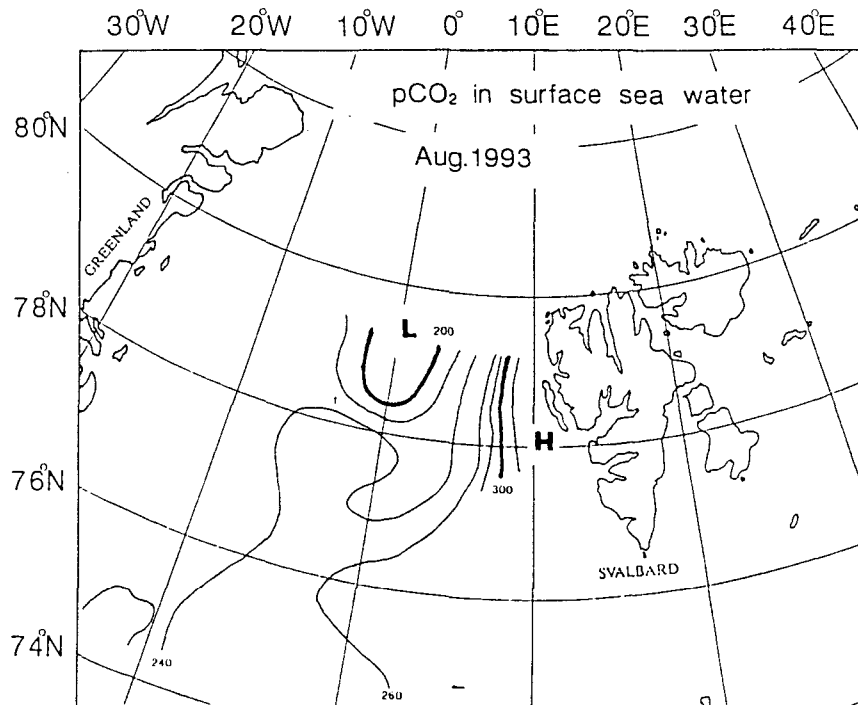


図1 グリーンランド海の表層海洋における二酸化炭素濃度。試料は1993年8月16日から8月29日にかけて採取されたものである。

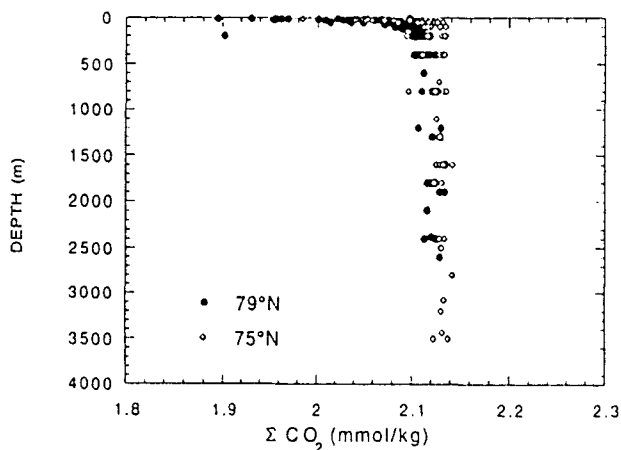


図2 グリーンランド海における全炭酸濃度 (ΣCO_2) の鉛直分布。試料は1993年8月16日から8月29日にかけて採取されたものである。

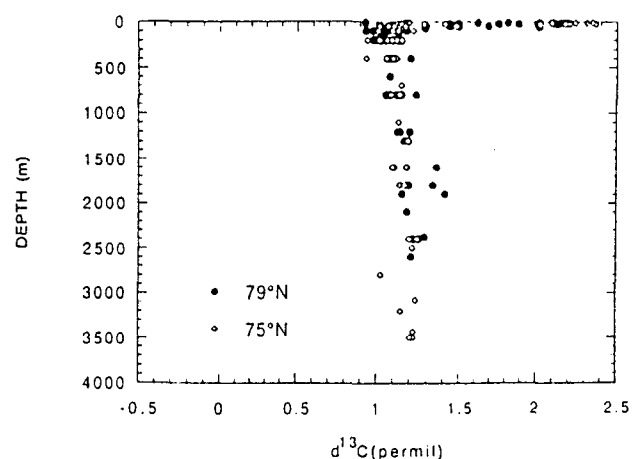


図3 グリーンランド海における全炭酸中の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の鉛直分布。試料は1993年8月16日から8月29日にかけて採取されたものである。

INTERACTION BETWEEN TWO POLAR HEAT SINKS AND TROPICAL OCEAN HEAT SOURCE WHICH INTRODUCE GLOBAL CLIMATE CHANGE

XIE Simei, BAO Chenglan and HAO Chunjiang
National Research Center for Marine Environment Forecasts
8 Dahuisi Haidian District
Beijing, 100081, China

1. Introduction

The impact of Sea ice of the Arctic and Antarctic as a heat sink and tropical ocean as a heat source on global climate change has been paid a great attention from global oceanographers and meteorologists. The anomalous change of two Polar sea ice and SST in tropical ocean is a very important index for global climate monitoring and forecasting. Therefore, study on the anomalous change of heat sink and source and their interaction is of a leading value and role to the climate change research.

2. Results

In this paper, wave resonance principle is used to calculate month by month running cross couple correlation coefficient time series between two polar sea ices in different sea areas as well as between them and ENSO event, analyze their change features, and find out their resonance period. The resonance period of two waves is just the strongest interaction period. The analysis results are as follows:

1) The Arctic sea ice in the Pacific-side (NPI1) is resonance with the Antarctic Loss Sea ice (SPI2) during NPI1 from 24 months before to 72 months lag. The resonance cycle period is longer than 96 months with wave in cosine status. The best resonance period between NPI1 and the Antarctic Weddell Sea ice (SPI3) appears in NPI1 82-20 months before with cycle period of 62 months. That is to say, NPI1 has a strong positive-negative feedback action to both SPI2 and SPI3.

2) The Arctic sea ice in the Atlantic-side (NPI2) has a best strong resonance period with SPI2 during NPI2 from 72 months before to 32 months lag with cycle period of 104 months. NPI2 in 63-26 months before gives a strong positive feedback action to SPI2 in later stage. Conversely, SPI2 has a strong negative action in 0-36 months before to NPI2. A best resonance period exists between NPI2 and SPI3 during NPI2 in 72-0 months before with cycle period of 72 months. The resonance cycle approaches to the principal period of 68 months of SPI3. It is strong positive correlation period when NPI2 in 24-6 months before and strong negative in 54-42 months before.

3) SST of Nino 4 area in the central equatorial Pacific has a best resonance period with SPI2 during SST from 96 months before to 36 months lag with cycle of 132 months. It closely relates to quasi-11 years oscillation period of both. Therefore, a long periodic oscillation relationship occurs at some a moment of their phase difference. However, SST of Nino 4 area is the best resonance with SPI3 during SST from 26 months before to 35 months lag with cycle of 71 months. In this period, it is a strong sine status.

Such a strong resonance phenomenon occurs between two Polar sea ice and between sea ice and tropical ocean ENSO event. This reflects the significance of their interaction. It is of important value to study and prediction of global climate change.

Variations of the Antarctic Sea Ice and Polar Vortex Index in Southern Hemisphere and Their Relationship

Bian Lingen Lou Longhua

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, PML., Beijing, 100081)

EXTENDED ABSTRACT

The relationship and interactions between Antarctic sea ice and atmosphere have been studied by some researchers (Enomoto, et al., 1992, Weatherly et al., 1991). In this paper Cluster Analysis was used for grouping the similar regions of the variability of the Antarctic sea ice, and five regions obtained based on 36 time series at each 10° of Longitude of Antarctic sea ice extent data of 17-year period 1973-1989. The indices of the polar vortex area and intensity at each 10° at of longitude in southern hemisphere were calculated using of 500hPa grid (5×10) monthly mean data in same period.

The analysis of features of temporal and spatial variations of the sea ice and polar vortex as well as their relationships is presented. The results show that the discrepancy of climatic characteristics and interannual variability of the sea ice and polar vortex is obvious in the different regions. The strongest changes of the sea ice and polar vortex are found in the Weddell sea (region 1) and the Ross sea (region 4) included their adjacent downstream parts. The sea ice and polar vortex oscillate with cycle of 2-2.5 year and 5-7 year over most of the regions. The linear trend of overall sea ice extent anomaly is significantly negative being with a reduction in sea ice extent of 1.6 Lat./100 years. Inspection of the areal distribution of the linear trend shows that the only positive trend is indicated in region 1 and the sea ice extent is retreating (negative trend) in other regions. The linear trends of both whole average polar vortex area and regional coverage anomalies are negative at a confidence level of 95% or 99%. The intensity anomalies of the polar vortex in the average and three regions are positive trends implying that the intensity is being strengthened. These statistical facts may be resulted from some reflects in Antarctica of global warming.

It is interesting to note that the spatially averaged sea ice extent anomaly is related insignificantly to averaged anomalies of polar vortex area and intensity index in southern hemisphere. The relationship between interannual fluctuations of the sea ice and polar

vortex is fairly remarkable in the different regions, in which some spatial coherence between the two parameters are more complicated. Cross-correlations among concurrent anomalies of the variables are most significant at the 99% confidence interval over Southeast Pacific area (e.g., Antarctic Peninsula, region 5) to the South Atlantic area (region 1). The sea ice expansions or reductions in region 2 and 4 are mainly associated to the polar vortex area and intensity in region 3. The correlations coefficients between the sea ice anomaly and the atmospheric indices in region 3 are quite small. Lag correlations between them are also closer with the sea ice leading the polar vortex cover and lagging the polar vortex intensity in region 1. The correlations are larger with the sea ice lagging both of the cover and intensity of the polar vortex in region 5. It can be suggested from above results that the most sensitivity of interactions of Antarctic sea ice field to the atmosphere is in region 1 and region 5.

北極域と南極域の水蒸気循環の比較

山崎 孝治（気象研・気候）

1. はじめに

南極域は非常に低温であるため、大気中に含まれる水蒸気量は少なく、観測も難しい。ここでは、客観解析データを用いて南極域の大気中の水循環の様子を北極域との比較を交えて記述する。客観解析データは、いわば観測量を数値予報モデルによって内挿したもので、観測値そのものではないが、グローバルに均一なデータが得られる利点がある。最近では、予報モデルやデータ同化技術の進歩により、客観解析データの信頼性が向上しており、以下に述べるような解析ができるようになってきた。

2. データ

使用したデータは米国気象庁（NMC）の客観解析データである。1日2回、1986年から1991年までの6年間のデータで、水平分解能は緯度・経度とも2.5度である。NMCデータには標準気圧面6層（1000, 850, 700, 500, 400, 300hPa）に相対湿度データがあり、それと温度データから水蒸気混合比を求めた。鉛直積分する際は、氷床高度データを用いて地上から300hPaまで積分した。300hPaより上層の水蒸気は少なく、このような解析では無視できる。詳細についてはYamazaki (1992, Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol. 6, 36-45) を参照されたい。

3. 結果

可降水量は南極域では北極域よりかなり少なく、南極大陸の内陸部では1mm以下であるが、60°付近では差は小さくなる。季節変化は南北でかなり異なる（図1と2）。いずれも、夏に多いが、その振幅は北極域が圧倒的に大きい。

水循環の指標として水蒸気フラックス（輸送量）について述べる。水蒸気フラックスは水蒸気混合比と風速ベクトルの積を鉛直に積分したものである。年平均の水平パターンを図2に示した。南極域海上の60°Sの緯度円では強い東向きのフラックスがある。特に、図の左側、インド洋から太平洋南方領域で強く、極向き成分が顕著であるが、北極域と比べれば同心円的である。北極域では、北大西洋から北欧にかけて強い極向き（北東向き）フラックスが見られ、また、アラスカにも極向き（北向き）フラックスが見られる。

南極大陸沿岸には、西向きフラックスがあるがこれは東西平均しても存在し、特に夏に顕著である。この点も南極の特徴であり北極には見られない。

極向き水蒸気フラックスの季節変化を図3に示す。南極域では面白いことに可降水量は夏季に大きいのに、極向きフラックスは冬季のほうが夏季より大きくなる。北極域では夏季にフラックスも大きく南極域とは異なる。この南極域の特異な季節変化は南極大陸周辺の低気圧活動の季節変化によると思われる。環南極低気圧帯は冬季のほうが深く活発である。さらに、フラックスは春と秋に大きくなる半年周期変動もみられる。これも低気圧活動の半年周期と対応していると思われる。水蒸気フラックスの収束（降水量－蒸発量）も同様な差が見られる。

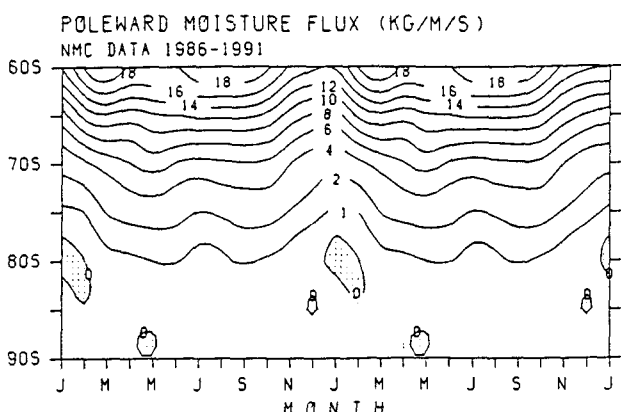
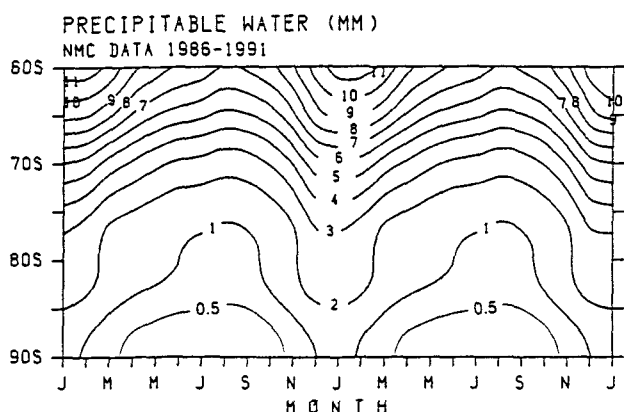
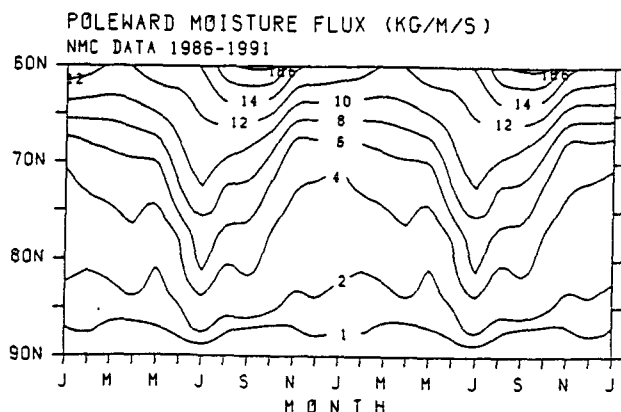
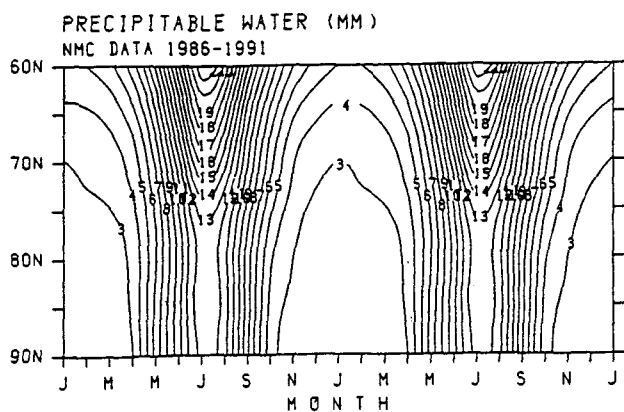


図1 東西平均可降水量の緯度・時間変化図。
縦軸は緯度、横軸は月。上：北極域、下：南極域。

図3 東西平均極向き水蒸気フラックスの
緯度・時間変化図。上：北極域、下：南極域。

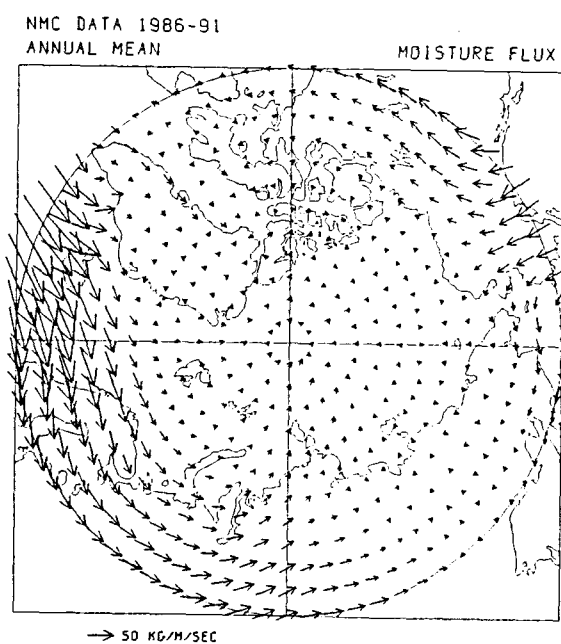
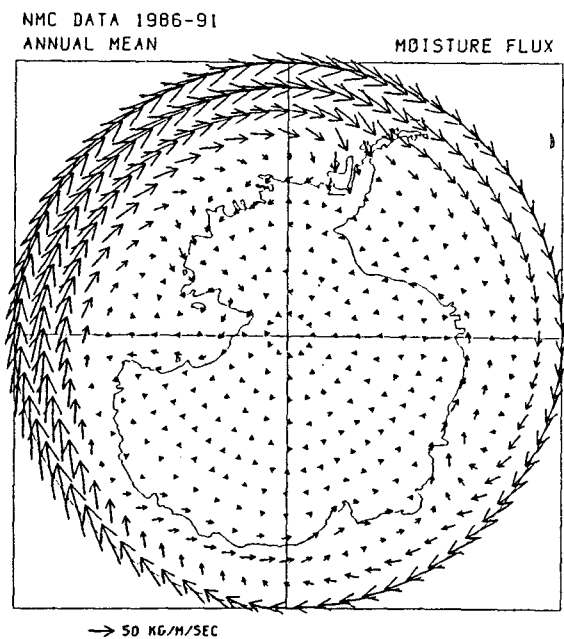


図2 年平均水蒸気フラックス分布。左下下に基準の大きさを表示。1986～1991年の6年間のNMCデータによる。左：南極域、右：北極域。

海氷域における大気のエネギー収支

岡田 格 (総研大) ・ 山内 恭 (極地研)

1. はじめに

海氷の拡大縮小は大気によって規制を受けていると共に、断熱材として海洋から大気への加熱を制限している。大気と海氷の関係についての定性的なデータ解析は多くなされているが、半球規模での直接の関係についてはあまり知られていない。それはデータの質に問題があるためと思われるが、実際にはどの程度の結果が得られるのだろうか。本研究においては南半球海氷域の大気のエネギー収支に着目して、その地域における季節変動を明らかにしたい。

2. データと方法

緯度帯平均した大気全層のエネギー収支の季節変動を見積もる。今回は1988年のデータを解析し月平均値を作成した。対象とする領域は海氷の進退が顕著な南緯55度から南緯65度の緯度帯である。

利用するデータ

全球大気客観解析データ：ECMWF/WMO DATA SET
1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100hPaの7層、
水平分解能：2.5度×2.5度、時間間隔は1日2回 (12時間)

放射収支データ：ERBE S-4 DATA SET

要素：正味の短波放射、長波放射、
水平分解能：2.5度×2.5度、月平均データ

方法

単位気柱において、大気の静的エネギーの時間変化量 ($\Delta S / \Delta t$) は大気による水平方向のエネギー輸送量の発散 ($\nabla \cdot E$)、大気上端の放射収支 (Rnet) および大気下端のエネギー収支 (Fsfc) の合計に等しい。

$$\Delta S / \Delta t = -\nabla \cdot E + R_{net} + F_{sfc}$$

これらの各々の量の季節変化を明らかにする。ここで大気下端のエネギー収支 (Fsfc) は観測値にないので、他の項の残差として得られる。静的エネギーは顕熱 ($C_v T$)、潜熱 ($L q$)、位置エネギー ($g Z$) から成る。

$$S = \frac{1}{g} \int (C_v T + L q + g Z) dp$$

また、エネギー輸送量は顕熱輸送量 ($C_p v T$)、潜熱輸送量 ($L v q$)、位置エネギー輸送量 ($g v Z$) から成る。

$$E = \frac{1}{g} \int (C_p T + L e + g Z) v dp$$

上式の各項を客観解析データの Z , T , V , RH から計算する。実際的には最上層が100hPaのために大気上端から100hPaまでの寄与は含まれていない。

大気上端の放射収支は正味の短波放射 (S_{Rnet}) と長波放射 (L_{Rnet}) の差から得られる。

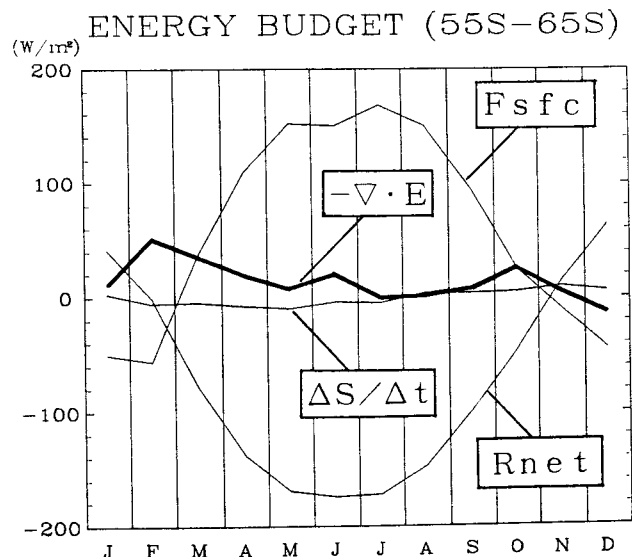
$$R_{net} = S_{Rnet} - L_{Rnet}$$

3. 結果

・大気上端の放射収支は6月に最小、12月に最大である。移流による加熱は極大、極小が年に2回あり、2月～3月の極大期と10月の極大期があり、12月の極小期には冷却になっている。静的エネギーの時間変化率は2月～7月が冷却、8月～1月が加熱の傾向にある。

・残差として得られた大気下端のエネギー収支の変動は、大気上端の放射収支ではほぼ近似できる。したがって一年のほとんどの期間は海面のエネギーの出入りは放射として大気を素通りすると言える。1月～3月および5～7月には移流による変形が表れている。

・計算過程が最善だとは言いきれないところ (特に移流項) があり、今後改善すると共に比較できる観測結果を引用したい。



海水－海洋結合大循環モデルの開発

羽角博康, 山中康裕 (東京大学気候システム研究センター)

1 はじめに

気候系において海水が重要な役割を果たすということは古くから指摘されている。しかしながら、海水が大気－海水・海水－海洋の相互作用等からなる気候系の中で実際にいかなる働きをしているかはほとんどわかっていないのが現状である。

気候研究においては気候海洋結合モデル等の気候モデルを用いるのが一般的な手法となっており、こうした気候系における海水の役割を調べる際にも有効な手段であると考えられる。その際、海水の役割を正當に評価するためには、その中の海水のモデルにおいて大気－海水－海洋間の熱・水(塩分)・運動量の交換が正しく表現されている必要があるのだが、それらの相互作用のすべてを本格的に扱ったうえで海水の気候系における役割を論じた研究はほとんど存在しない。

そこで本研究においては気候系における海水の役割を正當に評価できるような気候モデルを目指し、熱・塩分・運動量の相互作用を考慮した海洋－海水結合モデルを構築するとともに、それを用いて基礎的な数値実験を行ない、海洋－海水系基本的な物理的性質に関して考察を行なう。

2 海洋－海水結合モデルの構成

ここで用いる海水モデルは基本的に、その熱力学の部分に関しては Mellor and Kantha (*J. Geophys. Res.*, 1989) によって提唱されたものに従い、力学の部分に関しては Hibler (*J. Phys. Oceanogr.*, 1979) によって提唱されたものに従っている。モデル内の予報・診断変数は、海水の厚さ・密接度・速度および海水の上面・下面・真中における温度である。

海水の厚さおよび密接度は熱力学的に見積もられた海水の成長速度と海水の運動による移流によって変化する。また、海水の速度は風による駆動や海流との相互作用のほかに、海水同士の力学的相互作用によって決定される。

海水の温度は大気－海水間および海水－海洋間の

熱フラックスと海水内の熱フラックスとのバランスによって決定されるが、海水の下面における温度はすぐ下にある海水の凝固点をとる。

なお、本研究においては上記のモデルを β -平面上で定式化して用いる。

海洋のモデルとしては東京大学気候システム研究センターにおいて開発された CCSR-OGCM の β -plane 版を用いた。また、海水－海洋間の相互作用をよりよく表現するために海洋モデルの上層を細かく表現し、Mellor and Yamada (*Rev. Geophys.*, 1982) の closure scheme Level 2 を組み込んでいる。

3 実験設定

実験に用いる海洋は赤道を南岸とし北半球に広がる南北 6000 km 東西 4000 km で矩形のものとし、深さは 4000 m で一様とする。水平格子間隔は東西・南北ともに 200 km、鉛直方向は上層を細かく表現した 17 層とする。

境界条件は海上気温・比湿・風速および海面にどの短波・長波放射によって与える。風速以外は 1 年(360 日)を周期として季節変化させる。図 1 に風速および 1 月・7 月の気温・比湿・短波放射・長波放射(すべて東西方向に一様)を示す。

実験は、海水の様々な過程が海洋－海水系に与える影響を調べるという目的のため、同じ境界条件のもとで、塩分の変化を考慮に入れなかった場合、運動を考慮しなかった場合などのケースについて行ない、それぞれの結果の比較を行なう。

積分は等温静止の初期状態から 1000 年間行ない、その後 30 年間の変化を追跡したところ長期的な trend は存在しないと判断されたので、それを解析に用いた。

4 実験結果

ここでは塩分の変化を考慮しない場合における、海水の運動が存在する場合と存在しない場合の実験の結果について述べる。

図2にそれぞれのケースにおける、東西平均した海氷量の季節変化を示す。運動を考慮した場合には、1) 海氷がより南まで存在する、2) 夏に融けるのが早くなる、などのことがわかる。また、運動を考慮しない場合には海氷の密接度は端を除いて厳密に1となるが、力学を考慮すると1よりも小さい値をとるようになる。

図3に冬と夏における海洋の東西平均温度場の差を示す。これにより、力学を考慮した場合には、1) 海洋全体で温度が下がる、2) 夏の高緯度の表層は暖められる、などのことがわかる。こうした海洋の状態の変化は、海氷の移流や密接度の変化による海洋の熱収支の変化と関係していると考えられる。

なお、講演時には海氷の融解・生成に伴う塩分フラックスが海洋-海氷系に及ぼす影響についても述べる予定である。

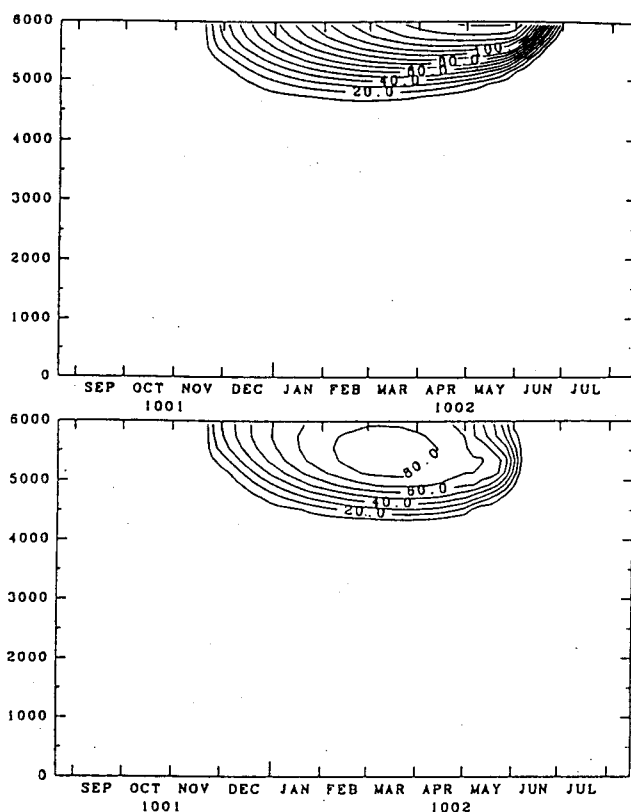


図2：東西平均した海氷の厚さ(単位: cm)。上：運動あり、下：運動なし。

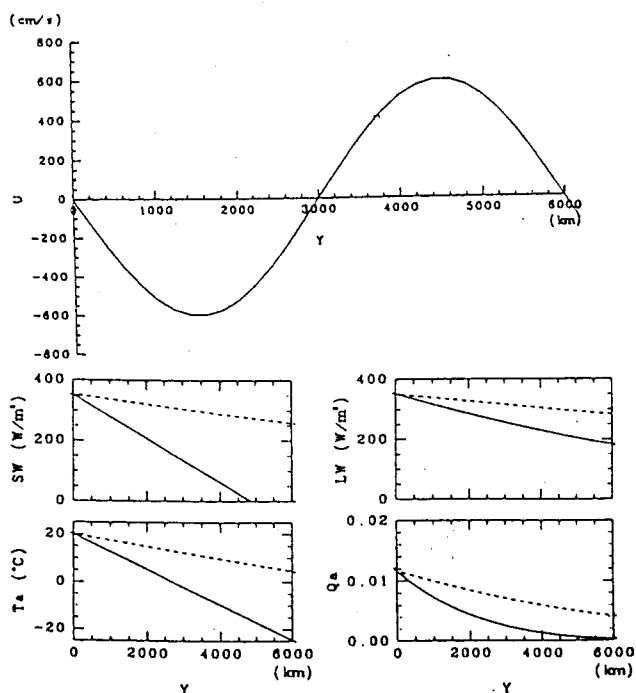


図1：風速(東西成分)および熱的境界条件。(実線：1月、破線：7月)

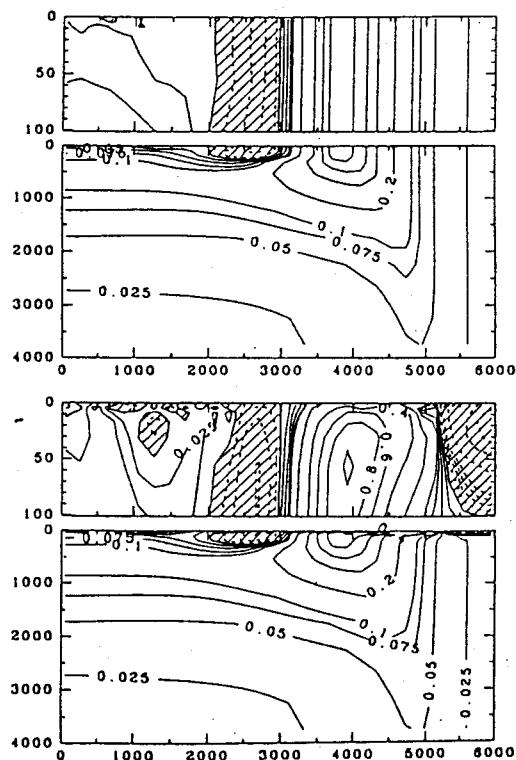


図3：東西平均した海洋の温度場の差((運動なし) - (運動あり))。上：2月、下：8月

第四紀気候変動と氷床のモデリング

Abe-Ouchi Ayako

阿部 彩子（東京大学 気候システム研究センター（学振PD特別研究員））

はじめに

第四紀の間でも最近数十万年間は大氷床の拡大・縮小に伴って氷期と間氷期が約10万年周期で繰り返されているが、百万年前まで遡るとこの10万年周期は見られず、約4万年周期が卓越するようになる。この約百万年前の氷期・間氷期の周期変化は第四紀遷移と呼ばれる。

10万年周期変動は約2万年・約4万年の地球軌道変動（Milankovitch 周期）が地球気候システムによって変調されて生じると考えられている。しかし、第四紀遷移の機構については十分な検討がなされていない。本研究では第四紀遷移について氷床力学モデルを用いて検討した。

方法

現実的な温度や流動を再現する氷床力学数値モデル（Abe-Ouchi, ETH学位論文1993）を開発した。このモデルはグリーンランド氷床の再現に今のところ用いられたが、南極や過去のローレントイド氷床などの研究にも適用できるものである。また、氷床コアの研究にも用いられると期待される。

ここでは、大気側の境界条件を周期的に変化させて氷床の応答を調べた。大気側の境界条件は均衡線高度（夏の自由大気の気温に対応）で与え、これを2万年などの周期で変化させた。氷床荷重に対する基盤地形の応答を考慮にいった（約3千年の時定数）。

結果

温暖期と寒冷期の均衡線高度がある範囲にあるとき、氷床の応答の周期が外力の周期より長くなった。このときの氷床質量は鋸型の時間変動を示し、海底コア

から推定される第四紀の氷床質量変動を良く再現している。氷床がこのような長周期振動を示す均衡線高度の範囲は図2の「強い非線型振動型」の領域である。一方、別の領域、「小氷帽の型」では、2万年周期振動しており、「永久氷床型」では大きな氷床の2万年周期振動が見られる。また、寒冷期の均衡線高度がある高度以上のときには氷床は存在できない。

温暖期と寒冷期を繰り返しながら、全体として徐々に寒冷化が進む場合を考える。もし図2上で太線のような軌跡を辿る場合には、無氷床状態から、小氷床の周期変動を経て、大小氷床の長周期振動、さらには大氷床の周期振動へと遷移することが期待される。実際そのような外力を与えて計算した結果、図3はそのような遷移が起こることを示している。

他の周期に対する応答や、結果が基盤応答の時定数にどう依存するかを調べたが、基本的な結果は同じである。

まとめ

氷床は、外力が同じ周期・同じ振幅で振動している場合でも、外力の平均値の変化によって全く異なる状態に遷移する。第四紀気候遷移は継続的な Milankovitch 外力変動と、第三紀から続く緩やかな寒冷化によって引き起こされたことが示唆される。

さらに、単純な大気モデルとの結合を行って大気－氷床－基盤のシステムが Milankovitch 外力に対してどう応答するか現在調べている。第四紀や過去の気候変動機構を理解するため、気候モデルを用いた数値実験が今後必要である。

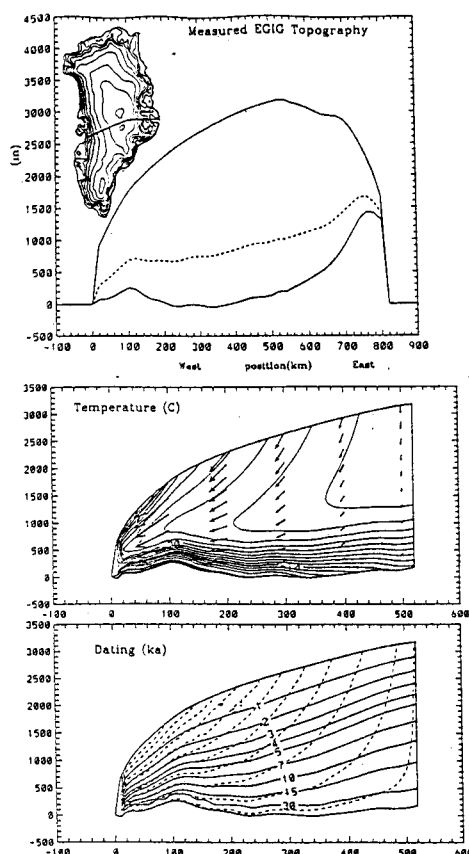


図1

グリーンランド氷床の横断面（上図）と、モデルによるシミュレーション結果（中段の図の矢印は速度ベクトル、コンターは温度分布を表す。下図は点線は流線を、実線と数字は千年単位の氷の年代）

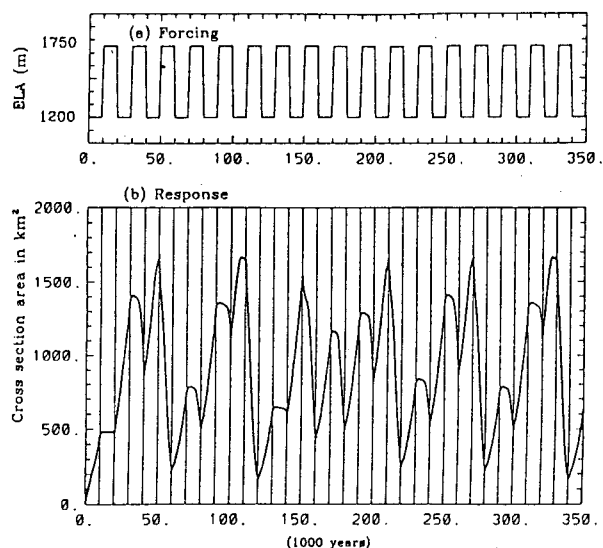


図2-a 外力の時系列と氷床の応答の時系列の一例（「強い非線型応答型」を示す）。外力は表面質量収支の指標であるELA（均衡線高度）で表され、高いほど夏の気温が高いことを示す。横軸は左端が初期時間、縦軸は断面図の面積、単位は千年。外力の周期と異なる応答の周期が現われる。

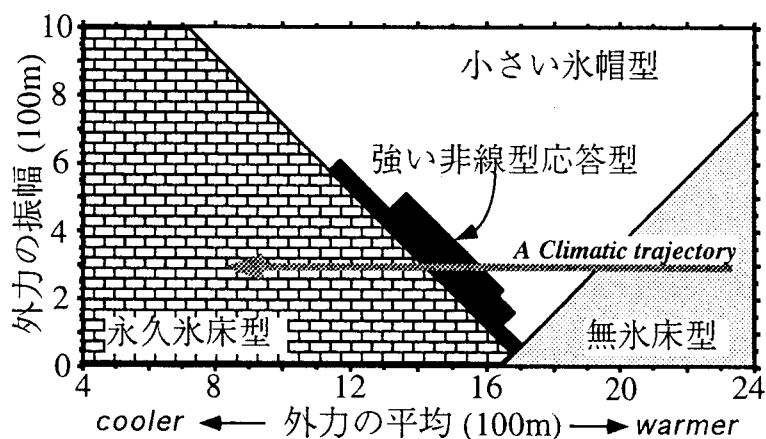


図2-b 氷床変動の応答の「相図」。多数の数値実験の結果を外力の平均値（横軸）と振幅（縦軸）の関数として分類した。現在のグリーンランド氷床の場合のELA（均衡線高度）は約1100mであり、夏の気温の1度の変化がELAの150m程の変化に相当する。

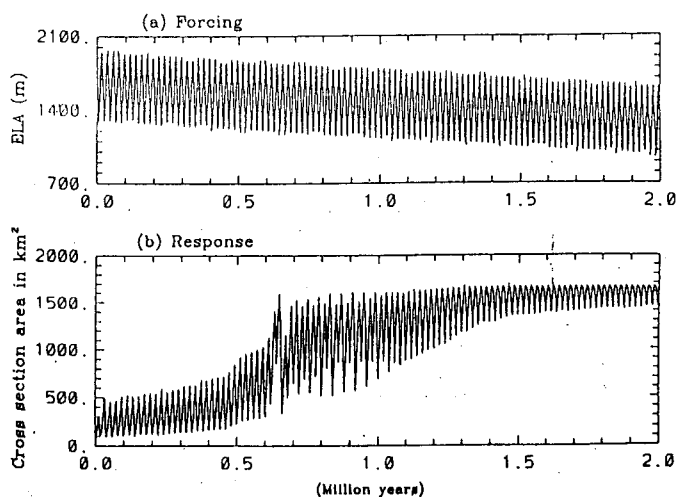


図3 振動しながらゆっくりと寒冷化に向かう外力に対する氷床の応答。（横軸、100万年単位）

巡視船「そうや」によるオホーツク海水況観測

宇都正太郎、田村兼吉、下田春人（運輸省船舶技術研究所）

1. はじめに

船舶技術研究所では平成3年より4年間にわたって海上保安庁所属の巡視船「そうや」によるアイスパトロールの機会を利用して冬季オホーツク海実船実験を行っている。その中の1項目として船上に設置したビデオカメラによる氷況計測を実施した。本論文では本年1月下旬から2月上旬に行われた実船実験で得られた氷況計測結果を報告する。

2. 計測結果及び考察

計測及び解析手法については下田他 [1]、村本他 [2] に詳しい。今回の計測では船橋上部マストに設置したCCDカメラにより撮影された船首前方画像から氷盤密接度解析を、船橋横に設置したCCDカメラにより得られた鉛直下向き画像から氷厚解析を行った。同時に「そうや」搭載のGPS装置の出力を1分間隔で記録し、位置情報との対応をとった。

計測期間は平成6年1月26日及び1月28日から2月2日までの延べ7日間であり、この間の「そうや」の行動は北海道オホーツク海沿岸及び北緯47度以北のサハリン東岸沖を含む、極めて広範囲にわたった。流水の勢力自体は例年よりはやや弱かったものの、過去数年に比較すると強い方であった。これらのデータを基にしてオホーツク氷海域の氷況データベースを試作した。

1月29日の氷況

当日は巡視船「そうや」の各種水中航行性能の計測を実施したため、比較的狭い領域で多数の氷況データが記録されている。Fig.1から3に当日の航路図、氷盤密接度分布及び氷厚分布を示す。但し、密接度及び氷厚データは計測1分間の平均値をプロットしている。

リモートセンシングデータを基に海上保安庁第1管区海上保安本部によって作成された当日の氷状図によれば計測範囲の氷況は小氷盤及び板氷が中心で密接度9～10であった。一方、本計測結果では密接度は40～100%の範囲で大きく変動し、平均は80%前後にある。本計測の方が低めの密接度値を示しているのは薄氷帯を開水面として認識させていることによるものと考えられる。変動幅の大きさは解像度の差による。氷厚は20～60cmの範囲で変動し、その平均値は30cm前後である。この値は北海道沿岸近くで採取されたデータにほぼ共通していた。

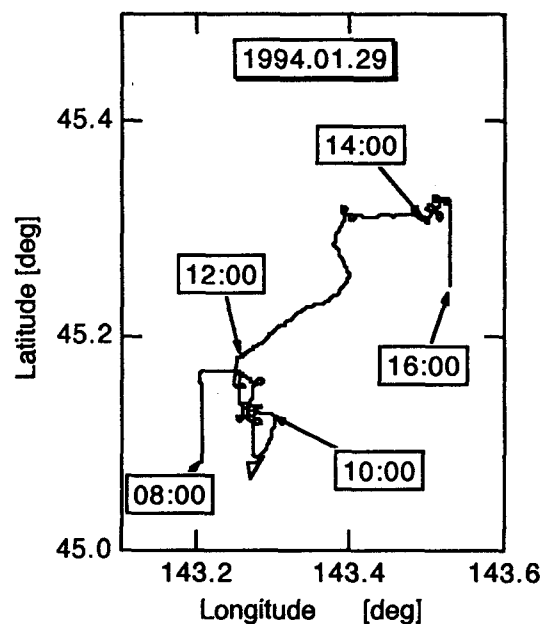


Fig.1 Cruise Data on 1994.1.29

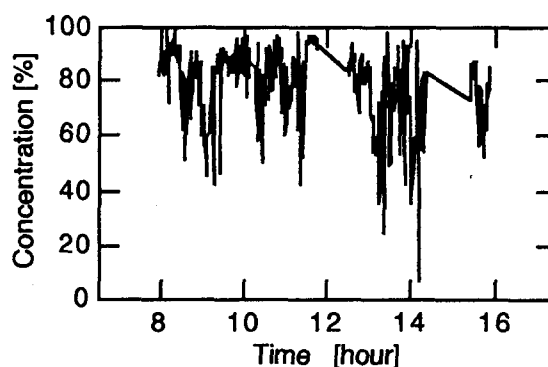


Fig. 2 Time History of Ice Concentration on 1994.1.29

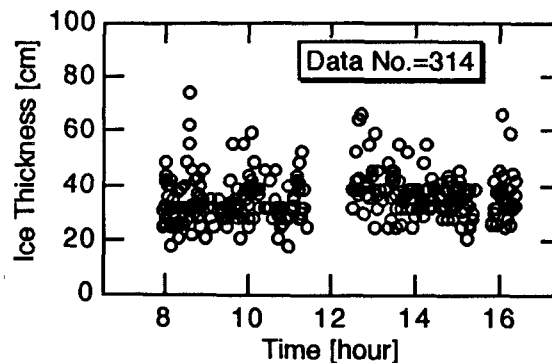


Fig. 3 Time History of Ice Thickness on 1994.1.29

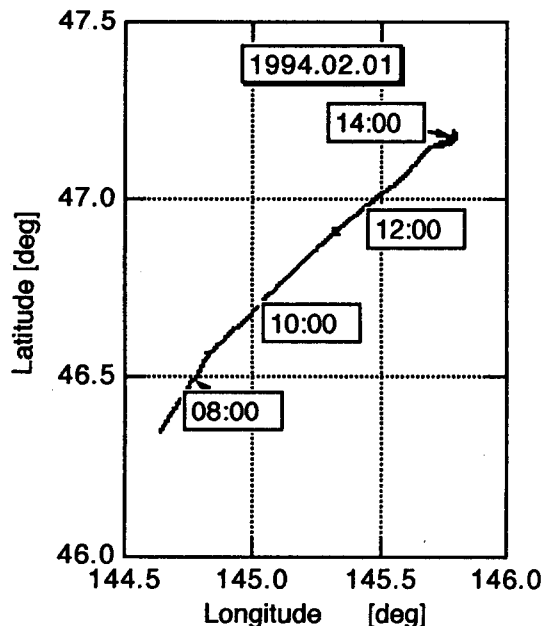


Fig.4 Cruise Data on 1994.2.1

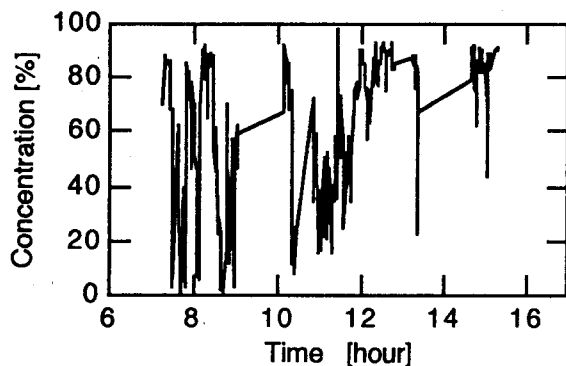


Fig. 5 Time History of Ice Concentration on 1994.2.1

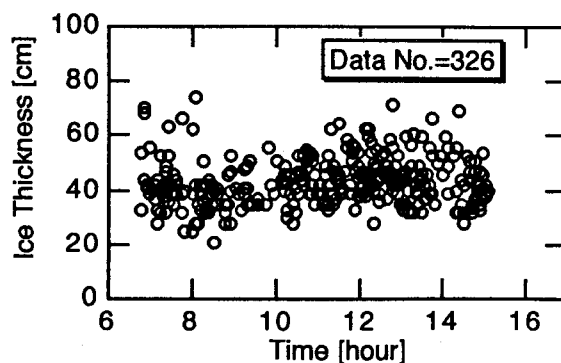


Fig. 6 Time History of Ice Thickness on 1994.2.1

2月1日の氷況

2月1日には北緯47度線を越えて北上したため高緯度の氷況データを手に入れることができた。Fig.4から6に当日の航路図、氷盤密接度及び氷厚分布図を示す。密接度は1月29日に比べると疎であるが変動幅は大きい。氷厚の平均は約40cmであり、北海道沿岸での値よりも大きい。

氷厚と密接度の積である氷量 (Ice Volume) を計算し、ヒストグラム表示したものがFig.7である。平均値は0.290で0.1と0.3の近傍に2つのピークがあるが、それぞれはFig.5の密接度分布における2つのピーク (30及び80%) に対応している。これらのデータは流氷域における熱収支計算の基礎データとして有用であろう。

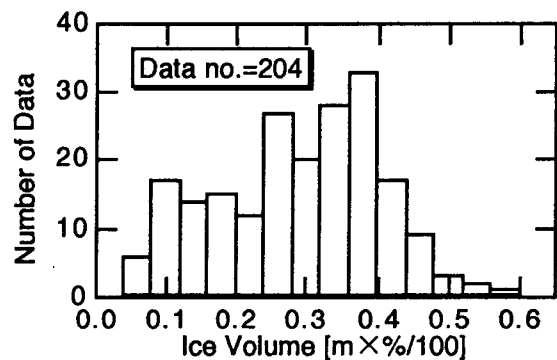


Fig.6 Histogram of Ice Volume on 1994.2.1

3. おわりに

船舶運航のスケールで計測した本計測結果は衛星及びレーダーによるリモートセンシングデータのGround truthデータとして活用されることが期待される。特に、現時点では広域計測の手段が確立していない氷厚データは貴重である。今後は過去3年間の計測データとともに、次年度以降に得られるデータを順次入力して本データベースの充実を図る予定である。なお、本計測は海上保安庁装備技術部との共同研究の下に実施された。

参考文献

- [1]下田他：船上ビデオ撮影による海水状況観測 (JARE30)、第13回気水圏シンポ(1990年)
- [2]村本他：海水密接度の画像処理解析、第14回気水圏シンポ(1991年)

Northeast Water Polynya 域 (グリーンランド海)

一年氷下の乱流フラックスの測定

白澤邦男, 高塚徹, 青田昌秋 (北大, 低温研)

1. はじめに 氷野のオアシスといわれるPolynya(ポリニヤ)は海水で覆われた海にぽっかりと開いた開水面である。ポリニヤ域では、他の海域と較べて海洋生産性が高く、鳥類、ほ乳動物等の繁殖域でもあり、生態系を考える上で重要である。また、冬季の北極海では、ポリニヤ等の開水面の占める割合は全体の約3%に過ぎないが、全体の熱やガス交換の約50%はこの海域で行なわれており、CO₂の沈降域としての役割もあり、ポリニヤは地球規模の気候変動の指標として重要である。北極域には、3つの大きなポリニヤ(東グリーンランドのNortheast Water Polynya (NEW)、バフィン湾のNorth Water Polynya (NOW)、ベーリング海のSaint Lawrence Island Polynya (SLIP))が存在する。

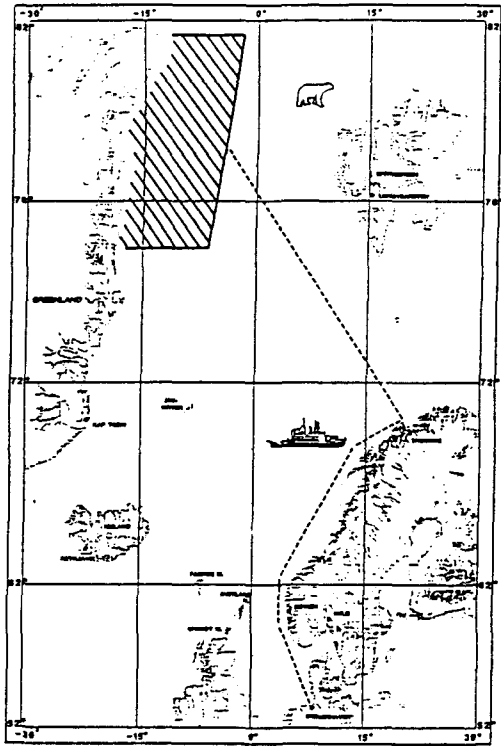
1993年の春から夏にかけて、NEWで国際共同研究計画[NEW Project]が実施され、日本から北大低温研がこの研究計画に参加した。本研究計画は、ポリニヤの形成、維持機構及びその生態系の解明を物理、生物、化学、地質学の分野から総合的に研究することを目的としているが、本研究では、著者らが担当した海水下の乱流フラックスの測定について報告する。

2. 観測 観測は、ポリニヤの融解が始まる5月半ばから約3ヶ月間、東グリーンランドのポリニヤ域で行なわれた(第1図)。物理関係では、ポリニヤ域内外の海洋構造及び熱フラックスの測定、及び海水下海洋境界層の乱流フラックス、安定度等の測定であった。ドイツの砕氷研究船[RV "Polarstern"]にてポリニヤ域に進入し、船周辺に氷上観測基地を設営した。NEW Projectの前半の航海では、3つの観測基地を設けたが(第1表)、後半は天候及び氷状が悪く、満足出来るものではなかった。航海前半の氷上観測基地は氷厚が52から58cmの漂流している流氷野上に設けられた(第1表)。海水に穴をあけ、3成分超音波流速計と塩分温度センサーを穴から海中に投入した。海水下海洋境界層の乱流フラックスの測定は2通りであった。1つは海水下約4mの境界層中の運動量、熱及び塩分フラックスのプロファイルの測定。他は、運動量、熱及び塩分フラックスの潮汐やその他の短長周期変動を調べるための時系列測定であった。1回の測定は15分間で、15分間の流速3成分、水温、電気電導度の時系列を求め、それぞれの平均値、変動値、分散、共分散等を求め、運動量、熱及び塩分フラックスを計算した。

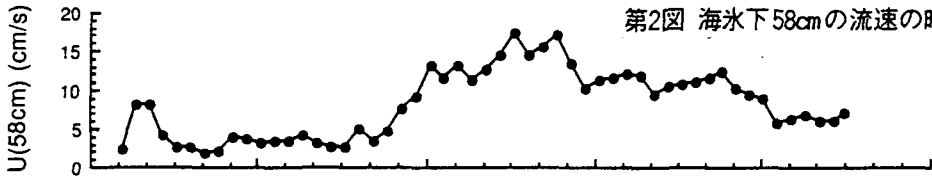
3. 結果 第2図に、氷上観測基地(Ice Camp #3)(第1表)で、3成分超音波流速計により求められた海水下58cmの深さの流速の時系列を示す。流速の値は15分間の平均値で、30分毎に測定した値をプロットした。約1日の時系列で流速は2から18cm/sまで変動した。同じ期間の、運動量フラックスを示す摩擦速度(u^*)と、熱フラックス(H)の時系列をそれぞれ第3及び4図に示す。摩擦速度と熱フラックスはそれぞれ、0.1から1.3cm/s、-22から213W/m²の範囲で変動した。この期間中、境界層はほとんど不安定の状態であった。摩擦速度と熱フラックスの時系列(第3及び4図)は共に後半に大きい値が見られるが、これは流速変動(第2図)に応答していると思われる。詳細な解析は現在行なわれている。

第1表 乱流フラックス測定の概要

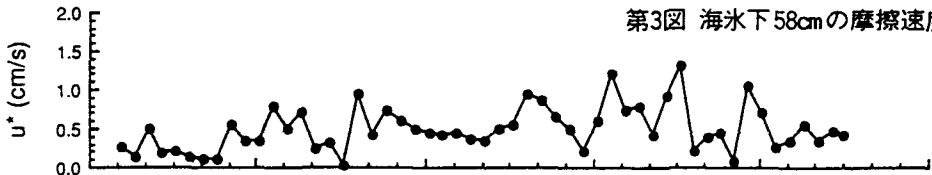
Station	Latitude Longitude	Period		Ice thickness cm	Depth m	Method
		Day/Mon	Start- End			
Ice Camp #1	80 26.058N 13 37.496W	30/05	08:34- 13:40	56.6	0.10- 3.93	Profile; Momentum, Heat & Salt Fluxes
Ice Camp #2	80 17.043N 13 38.965W	08/06	16:50- 20:28	55.0	0.15- 3.95	Profile; Momentum, Heat & Salt Fluxes
		08/06 09/06	20:45- 09:30	55.0	0.95	Time Series; M., H. & S. Fluxes
		09/06	00:07- 10:49	52.2	0.00- 3.47	Water Temperature Profile
Ice Camp #3	80 34.761N 11 04.989W	16/06	04:00- 05:15	58.0	1.00	Time Series; M., H. & S. Fluxes
		17/06	05:30- 06:05	58.0	2.02 4.02	Profile; M., H. & S. Fluxes
		16/06 17/06	03:46- 06:21	58.0	0.00- 3.80	Water Temperature Profile



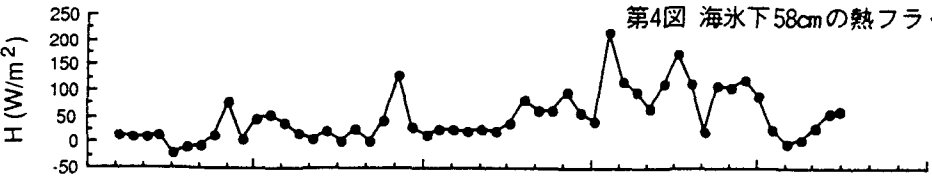
第1図 観測海域



第2図 海水下58cmの流速の時系列



第3図 海水下58cmの摩擦速度の時系列



第4図 海水下58cmの熱フラックスの時系列

Elapsed Time (min)

氷山の大きさ分布—氷床の質量収支と関連して

Iceberg Size Distribution - Related to Ice Sheet Mass Balance

西尾文彦（北海道教育大学）、渡辺興亜、古川昌雄（極地研）、長幸平（東海大）

はじめに

南極氷床の融解域は非常に限られた沿岸付近だけなので、氷床から流出する氷の質量の大部分は冰山として流れ出ていく。巨大冰山は棚氷から分離(calving)していき、その厚さは数百mもある。南極氷床の質量収支から考えると、棚氷や氷河から生成される氷山の生成率の把握とその変動は重要である。同時に冰山分離の変動は氷床—氷流—棚氷—氷山の流出系と海洋の相互作用、氷床の応答と機構を知るためにはたいへん重要なことである。氷床の質量収支における冰山流出の役割は大きい、地球温暖化の問題の一つである海面変動に直接には寄与しない。棚氷の接地線から内陸の岩盤に着底した氷床の体積と海水準の応答の問題になる。棚氷や冰山は海洋に浮かんだ氷体を取り扱うからである。

1981年から南極科学委員会がサポートしてノルウエー極地研究所が中心になって実施している冰山監視のデータが現在まとめられつつある。最近の衛星観測による冰山の観測では、時折、巨大冰山の分離が発生しており、その追跡がおこなわれている。棚氷から冰山の分離、形成から漂流、破壊、転倒、融解のプロセスが解明されつつある。ここでは衛星による冰山の追跡の例と大きさの分布についてのべ、南極氷床の質量収支と応答への問題を考察してみる。

氷山のセンサス

1981年から始まった船で視認できる国際冰山調査計画の中間的な報告では、氷山の分布、氷山の生成、崩壊、平均の氷山のライフタイム、また冰山の分離速度を求めている。そして以下の様な結果を得ている。南極収束線より南の海域で20万個以上の冰山を観測した。冰山の分離、大きさの分布は海域によって大きな違いがあること、以前からの推測に比べて冰山分離の速度が大きい、そして船からの冰山の監視では、年間の平均冰山生成率は南極大陸への年平均積雪量を上回っていることが述べられており、結論として南極氷床の質量収支は正ではないとしている。

船上の目視によるセンサスに加えて、最近の衛星観測による冰山の観測では、時折、巨大冰山の分離を撮影している。衛星はNOAAの赤外面像（分解能1km程度）とDMSPのマイクロ波画像（分解能26km程度）で常時観測している。米国のNAVY-NOAA Joint Ice Centerが毎週一枚の海水分布図を作成すると同時に巨大冰山の位置の観測も行っている。また、巨大冰山の生成が観測された場合には、より分解能の高いLANDSATでの

観測を行うこともある。日本のMOS1のVTIR（分解能1.1km）によってウエッデル海からの巨大冰山の動きを観測した例もある。衛星からの冰山のセンサスは有効であるが、数km以下の大きさの冰山を常時、監視する体制にはまだない。またNOAAやLANDSATの可視赤外では、雲のあるときや極夜の観測は不可能である。DMSPのマイクロ波センサーでは分解能が20km以上と小さな冰山を監視できるまでには至っていない。今、マイクロ波レーダ(SAR画像)での観測では、雲があっても極夜でも観測でき、分解能も20m程度と高く、さらに海氷と氷山の識別も容易できる。しかし、常時監視するためにはデータの取得と処理が膨大になるために常時の観測は成就されていない。

氷山の海洋での分布

今までの南極大陸周辺、南極海での氷山の分布をみると海域によって異なる。南極収束線より南の海域で20万個以上の冰山を観測した結果は、冰山の分離、大きさ分布は海域によって大きな違いがあることが分かり、図1に示した冰山分布になる。特徴的な領域はロンネ、フィルヒナー棚氷から供給される冰山が、ウエッデル海からサウスオークニー、サウスサンドウィッチ諸島にかけて圧倒的に多い。さらにランバート氷河のアメリカ棚氷の沖合い、そしてロス棚氷のあるロス海に多い。特にウエッデル海は南極大陸の沿岸近くを西に流れる海流が流れ、ウ

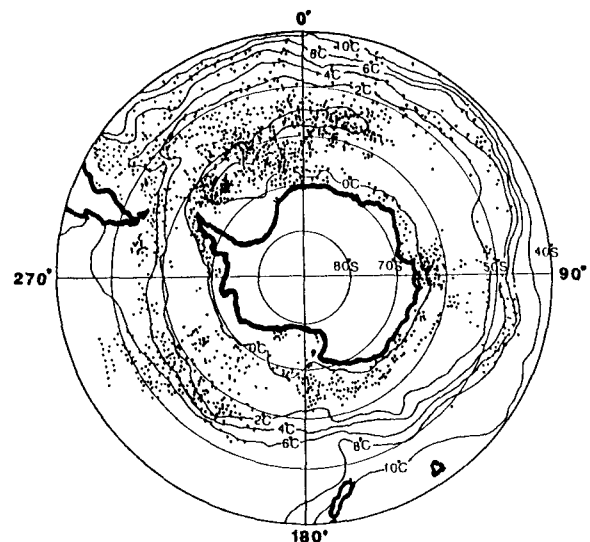


図1. 南極収束線以南の冰山分布。冰山の調査は船による。等温線は200 m深の平均海水温。

エッデル海で南極半島から反流となり、東に流れる南極周極流に合流して、東または北の中緯度の海域に漂流して融解、消滅していく。

巨大氷山の生成と漂流

1986年に3月頃からフィルヒナー棚氷の巨大な棚氷が分離を急速に始め、その大きさは縦83 km、横55 kmの面積約4000 km²であった。ウエッデル海を南極半島より、ほぼ北上して、現在、南オークニ島から北東方向に漂流しながら、少しずつ小さくなっている。

1987年10月には、ロス棚氷から154×35 kmの大きさの巨大氷山がロス海に突然流出し始めた。この氷山分離の様子は、最初、NOAA衛星で発見され、随時LANDSATで詳細な画像が取得され、またARGOSブイで漂流の軌跡が追跡された。この氷山も南極大陸の東向きの沿岸流によって漂流している。衛星から容易に発見できる巨大氷山の生成は20～30年に一度位の頻度で起こると推測されている。そしてこれらの巨大氷山による流出量は、1986年から87年にかけて南極氷床全体の年間積雪量の2～3倍になり、著しい負の質量収支となる。このように巨大氷山の生成は質量収支に大きな寄与をする。

氷山の大きさ分布

氷山が棚氷から分離する機構に、海洋の波浪の働きは大きい。しかし波浪による氷山の生成は大きさとして数mから数十m程度と考えられ、クレバスのスケールとも関連する。棚氷の端では、海が深くなるにつれて静水圧が大きくなり、曲げモーメントが棚氷に働く。一様な弾性体モデルを仮定すると、棚氷の表面で端から氷の厚さの2～3倍の所に最大引っ張り応力が働く。そしてクラックやクレバスが発生し、潮汐などの働きによって成長する。この生成機構によって大きな卓状氷山の分離は説明できるが、氷の厚さの10～100倍もある巨大氷山の分離は説明できない。

このように分離した氷山は漂流しながら、波浪によって崩壊、転倒しながら徐々に融解して中緯度の海域に漂い消滅していく。この過程で氷山の大きさはどのように変化するのか。まず分離直後の氷山の高さは、50～60 m程度あったのが低緯度に向かうにつれて30 m程度と低くなる。一方氷山の面積も小さくなる。図2には白瀬氷河から分離しリュツォ林岬湾で漂流している氷山の大きさを等価な円の半径(r)と頻度分布 $n(r)$ を示した。分離直後の氷山の大きさは弾性体モデルを仮定すると破砕則 (fragmentation law) に従う可能性がある。図2では、 $-5/3$ 乗則にほぼ比例し氷山の分布は、

$$n(r) dr = a r^{-m} dr \quad (m = -5/3)$$

となる。図3の氷山の長さだけの分布をとってもほぼ同様の関係が見られる。氷山の分布がこの法則に従うならば、流出する氷山の推定もより正確

になり質量収支の推定の精度を向上すできる。

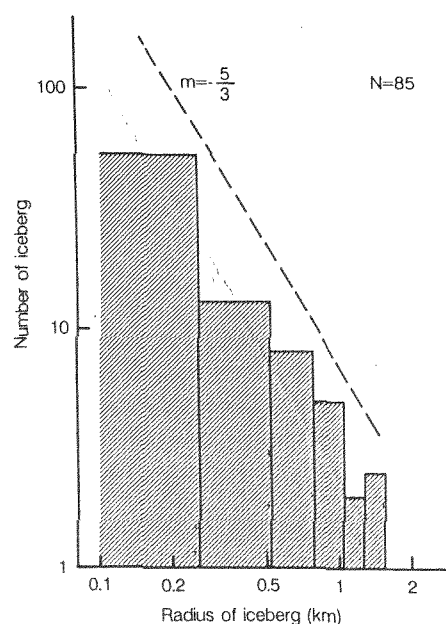


図2。白瀬氷河から分離した氷山の大きさ分布。LANDSAT TM (Jan. 30, 1988)。衛星画像の氷山から等価な円の半径とした氷山の大きさ。

Total No. of observed icebergs
(Dec. 5, 1989-Jan. 31, 1990) = 1380

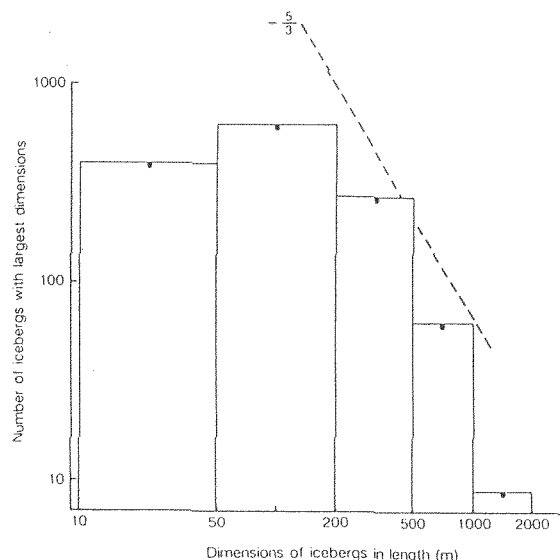


図3。ウエッデル海(0°～30° W)での氷山の幅の大きさ分布(1989年12月から90年2月)。

参考文献

- W.B.Budd & others(1980): Antarctic iceberg melt rates derived from size distributions and movement rates. Ann. Glaciol. 1, 103-112.
S.S.Jacobs & others(1992): Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica. J. Glaciol., Vol.38, No.130, 375-387.

最終氷期の大気CO₂の濃度変動とサンゴ礁説

南極氷床からえられた氷コア中の気泡の分析から、最終氷期最寒期における大気CO₂濃度が、産業革命前の280ppmに比し、200ppmまでも減少していたことが分かっている(図1参照)。さらに、最終氷期の気候変動は、地球が受ける太陽放射量の変動のみでは説明されないこと、そして大気CO₂濃度の変動に最も強く規制されていること、が明らかになってきた。しかし、北半球における太陽放射量の変動が全地球的な気候変動を引き起こす契機でなければならないのである。

そこで、北半球における太陽放射量の変動により引き起こされた北半球の大陸氷の拡大・縮小が大気CO₂濃度の大量かつ迅速な減少・増加をもたらす、次のようなプロセス、「太陽放射量の変動に起因した北半球の大陸氷の拡大・縮小が起こり、それに伴って全地球的な海水面の低下・上昇が起こる。海水面が低下すると、海面上にあったサンゴは風化され、海水に溶解する。その際、大気CO₂が海水に吸収されるとともに生物生産が活発になり、大気CO₂濃度は減少する。他方、海水面が上昇するときは、サンゴが上昇する海水面を追いかけて成長していくためCO₂が海水から放出され、大気CO₂濃度は増加する。」のサンゴ礁説を提唱した(Kato, 1992)。すなわち、大陸氷床がCO₂濃度変動については気候変動において大きな役割を果たしている、と考えたのである。

最終氷期の大気CO₂の $\delta^{13}\text{C}$ の意味

大気CO₂濃度の最終氷期における変動については、海洋表層における生物生産の変化のみによるとする考え方(いわゆる生物ポンプ説: 大場、1988、参考)もある。しかし上記二説では、最終氷期において大気CO₂濃度が減少したとき大気CO₂の炭

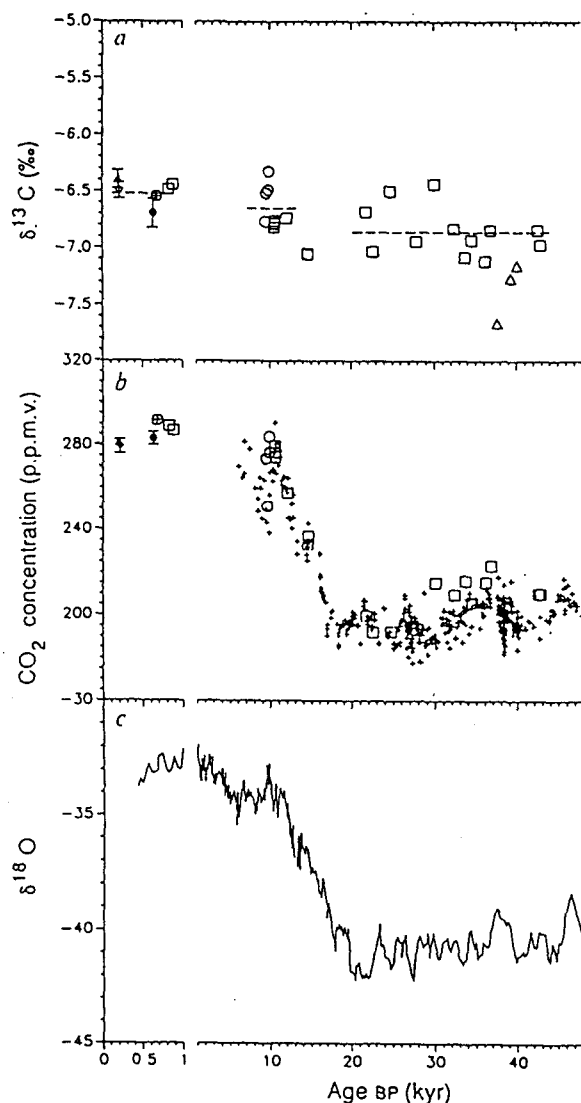


図1 a, $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO₂. b, CO₂ concentrations, from ~40,000 BP to AD 1800, as measured on polar ice cores. □, Byrd core (this work); ○, Byrd core samples contaminated with drilling fluid; △, Byrd core, old measurements¹²; ◇, Siple station, Antarctica¹³ (average value); ▲, Dye 3, 1988 core (average value); ●, South Pole³¹ (average value); ⊕, new 1989 Byrd core³². Mean values are $-6.84 \pm 0.12\%$ (error is 2 standard deviations of the mean) for the ice age (excluding the three old, unreliable measurements (△)), $-6.65 \pm 0.13\%$ for early Holocene and $-6.52 \pm 0.12\%$ for recent pre-industrial time. Dashed lines: average $\delta^{13}\text{C}$ values.

素安定同位体組成 ($\delta^{13}\text{C}$) の変化が全く逆になるはずである。

Leuenberger et al. (1992) は、図 1 に示すように、南極バード基地からえられた氷床氷コア中の気泡の分析から、最終氷期—後氷期における大気 CO_2 の濃度と $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動の様子を明らかにした。その結果は、最終氷期における大気 CO_2 の濃度と $\delta^{13}\text{C}$ 値が小さくなっており、サンゴ礁説を裏付けるものであった。さらに、Opdyke and Fairbanks (1993) はサンゴ礁の成長を海水面変動と関連づけることにより、最終氷期最寒期—後氷期の大気 CO_2 濃度の大きな増加とそれに重なる小さな変動をも、サンゴ礁仮説により表現できることを示した。

後氷期の大気 CO_2 の濃度・ $\delta^{13}\text{C}$ の変動と岩石の化学風化

以上に述べてきたように、大陸氷床の拡大・縮小はサンゴ礁を通して CO_2 濃度変動ひいては気候変動において大きな役割を果たしてきた、ということは間違いないものと考えられる。しかしながら、最終氷期—後氷期における大気 CO_2 の濃度・ $\delta^{13}\text{C}$ の変動は、次のような新たな疑問をも提示していることになる。

(1) 7,000yrBP 以降の後氷期においては、サンゴ礁は大気へ大量の CO_2 を供給し、その大量の CO_2 は陸上の植生により固定されてきたものと考えられる。もしそうならば、大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は大きくなるはずではないか？という疑問。

(2) 1,000yrBP 以降においては、文明の発展に伴う森林伐採によって大気 CO_2 は、濃度は大きくなり、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は小さくなってよいはずである。しかし、このことが、氷床氷コア解析による大気 CO_2 の濃度・ $\delta^{13}\text{C}$ の変動に反映されていないのはなぜか？という疑問。

これらの疑問を解決するものとして、地球誕生後の高濃度の大气 CO_2 を減少させてきた因子とされている、岩石の化学風化による大気 CO_2 除去を考えた。これまでは、化学風化による大気 CO_2 除去は百万年オーダーの地質年代で考えられており、現在の炭素循環でもまったく考慮されてこなかった。しかし、上記の二つの疑問を解決しうるものとしては、現時点では化学風化による大気 CO_2 除去以外に考えられないものと判断した。

そこで、Garrels and Mackenzie (1967) が提案した、河川水の化学組成から化学風化鉱物量と生成粘土鉱物量を計算する方法（付随的に化学風化による大気 CO_2 除去量も計算できる）、および Livingston (1963) の世界の河川の平均化学組成のデータ、を用いて年間当りの化学風化による大気 CO_2 除去量を求めた。その結果は、現在の炭素循環に関わってくる 10^{15}g-C/yr オーダーであることが明らかになり、上記二つの疑問の解明を試みることも可能になったといえよう。

Garrels, R. M. and Mackenzie, F. T. (1967) Equilibrium Concept in Natural Water Systems, 222.

Kato, K. (1992) GEOMAR Rep., 15(4th Internatl Conf. on Paleoceanography), 162.

Lauenberger, M., Siegenthaler, U. and Langway, C. C. (1992) Nature, 357, 488.

Livingston, D. A. (1963) USGS Prof. Paper, No. 440, Chap. G, 1.

Opdyke, B. N. and Fairbanks, R. G. (1993) EOS, 74, 177.

HTTP(ハイパーテキスト転送規約)を使った ネットワーク衛星画像アーカイブ

菊地時夫 (高知大学理学部)

1. はじめに

リモートセンシングのデータを利用するにあたって問題となることのひとつに、どこに保存されているどのデータに欲しい情報があるかを簡単に知ることが難しいということがある。大都市(東京)に近い場合には、実際にデータの保存してある場所へでかけて閲覧するというのも、たいした手間ではないかも知れないが、地方にいる場合には大きな障害になる。

一方、最近の通信技術の発達が目覚ましいものがあり、ファクシミリを利用することは日常のことになっている。さらに、パソコン通信などによって、手紙(メール)をやりとりしたり、会議(電子掲示板)に利用することも、盛んになってきている。

高知大学においては、こうした電子的なメッセージ交換をリモートセンシングデータの閲覧に利用できるための技術の研究をおこなってきており、極域研究への応用について紹介したい。

2. インターネット

インターネットとは、主に米国で発達した大学や政府などの研究機関を相互に接続するための、計算機ネットワークである。日本においても、地域によっては企業や個人が(専用・公衆)通信回線を使ってインターネットに加入する例が増えてきており、今やインフォメーション・インフラストラクチャ(情報基盤)としての地位を確立しつつある。

このようにインターネットが、研究用ネットワークから情報基盤としての発展していった理由は、主にアメリカを中心とする研究者達がよってたかって便利なユーザインターフェースを開発してきたこと、構内 LAN の持つ高速データ転送の能力が広域ネットワーク(WAN)でも利用できるまでになってきたことなどがある。

3. Mosaic — インターネットの情報サービス

インターネットはもともと研究目的であるため、無料の情報提供システムが発達しており、メール配送やニュースの他に、プログラムや文書などのファイル取得サービス(anonymous FTP)、そのファイルがどこにあるかを検索するサービス(archie)などが発

達してきた。

さらに、最近になってウィンドウシステムが普及し、グラフィカル・ユーザ・インターフェースがネットワークの上で使えるようになったことで、盛んに情報提供が行なわれるようになってきた。

中でも、Mosaic(モザイク)は文書情報だけでなく画像・音声・動画なども扱えるため、非常に人気が高い。ここでは HTTP という文書の中に別の情報へのリンクを埋め込んだ形の文書転送規約が使われる。

Mosaic で扱える情報サービス

サービス名称	詳細
telnet	外部のホストコンピュータに端末として接続する。
mail	電子メールの送信。
news	インターネットニュース。電子掲示板に似ているが、文書はネットワークを通じて配布され、特定のホストにログインする必要はない。
Anonymous FTP	UNIX 標準のファイル転送手順(FTP)を誰でも利用できるようにしたもの。取得できるファイルには制限がある。
archie	Anonymous FTP で取得できるファイルがどこにあるかを検索する。
gopher	メニューをたどることで、情報を取得していく。
WAIS	Wide Area Information Service の略。キーワードで情報を検索する。
whois	人間(主にネットワーク管理者)についての情報を検索する。
WWW	World-Wide Web の略。ハイパーテキストの形式で蜘蛛の巣のように情報の網の目を張り巡らせようというプロジェクト。文書の中の言葉に、別の情報を取得する方法を埋め込むことで、説明や画像・音声などの情報をたどっていくことができる。

4. 高知大学情報科学科の WWW (Mosaic)

高知大学情報科学科においては、本年4月より、試験的に WWW のサービスを開始している。Xmosaic という、Mosaic のウィンドウ版ソフトを起動してこのサーバーに接続した状態を図1に示す。

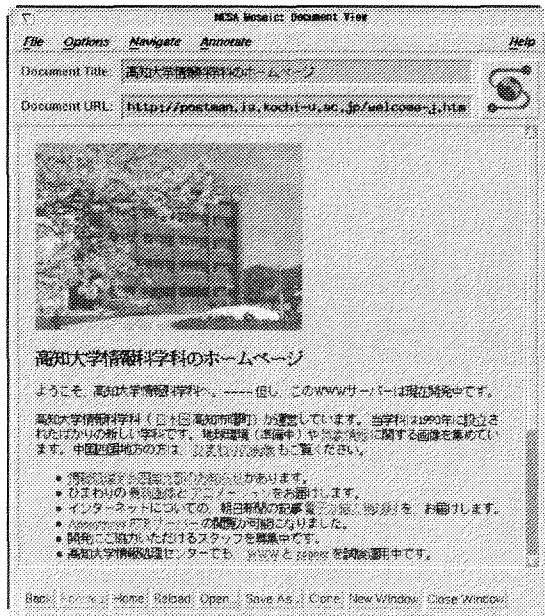


図 1. 高知大学情報科学科の WWW

ここでは、アンダーラインのついた項目に他の情報へのリンクがあり、例えば、ひまわりの「最新画像」のところへマウスのポインタを移動してボタンを押すとその画像が表示されるようになる。(図 2)

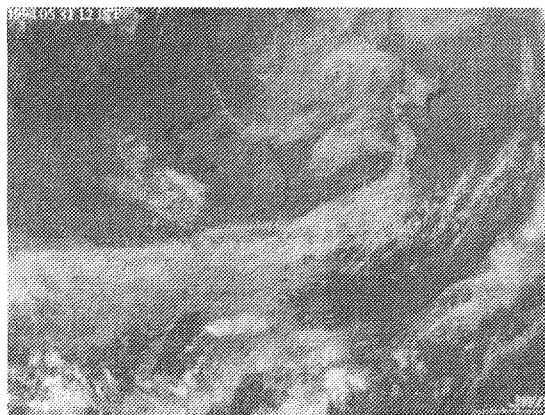


図 2. ひまわりの画像
(高知大 WWW で表示できる)

5. 極域研究のデータ

南極域の画像データについては、今までまとまってネットワークで取得できるものはなかったが、最近になって Wisconsin 大学で NOAA, DMSP の画像を間引いて合成したものを提供するようになった。高知大学では、Anonymous FTP によって取ってきた画像を保存し、WWW で提供している。(図 3)

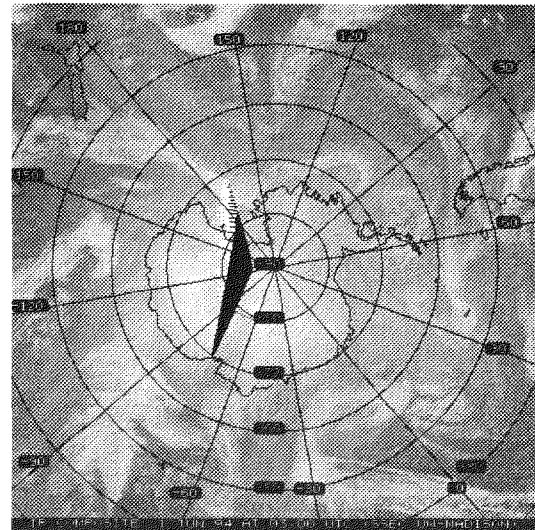


図 3. 南極地域合成画像
(高知大 WWW で表示できる)

6. おわりに—これからの展望

アメリカで進められている、情報ハイウェイ構想は、衛星データの利用形態を変化させることになるだろう。フルサイズのリモートセンシングデータをネットワークに乗せるには、まだまだ解決しなければならない問題が沢山あるが、少なくとも間引きや圧縮を施した、閲覧画像データについては誰でも簡単に手にいれることができるようになるだろう。また、衛星画像を供給する側にとっても、利用の枠を広げるのに役立つに違いない。

SSM/Iデータによる海水密接度推定アルゴリズムの評価

長 幸平、佐々木信夫、下田陽久、坂田俊文
東海大学情報技術センター

1. はじめに

衛星搭載マイクロ波放射計は天候の影響を受にくく、環境条件の厳しい極域において広域に渡る海水分布の時系列把握を可能とする数少ない観測手段として注目されている。本研究では、米国の気象衛星DMSPに搭載されている高性能マイクロ波放射計SSM/Iのデータを用いてオホーツク海の海水分布の時系列変化を求め、その海水密接度推定アルゴリズムの評価を行った。

2. 解析データ

解析に用いたのは、米国のNSIDCがCD-ROMで配布している南北両極域のSSM/I輝度温度データセットおよび海水密接度データセット¹⁾である。これらのデータセットの各ファイルには南極または北極の一日分のデータをモザイクしたものが極投影され、記録されている。今回は、これまでに配布されている1987年7月9日から1991年12月31日までのデータを用いて解析を行った。

3. 解析方法

まず、データセットからオホーツク海域を切り出し、その海水密接度を求めた。密接度の推定にはNASAチームアルゴリズム^{1), 2)}を用いた。これは37GHzのV偏波、19GHzのVH両偏波データを用いた経験式で海水密接度を推定するというものである。SSM/Iデータから作成した対象域の海水分布画像例を図1に示す。次に、各画素の1月分の海水密接度を平均し、それを対象域全域について集計して各月毎の海水分布面積を求めた。その時系列変化を示すグラフを図2(a)に示す。冬に発達し、夏期に消滅するオホーツク海の海水分布のパターンが捉えられている。しかし、海水が完全に解けてしまう8月においても海水分布が若干発達するかのようなパターンもみられることがわかった。これは、夏期において水蒸気等の大気の影響で水域が海水域と算定される現象で、NASAチームアルゴリズムに限らずマイクロ波で海水密接度を推定する際の問題点として以前から指摘されていたものである。最も緯度の低い海水域であるオホーツク海ではこうした現象が顕著に現れることがわかる。最近、NASAではこうした大気の影響を軽減するフィルタ(weather filter)³⁾を考案した。図2(a)の太線はこのフィルタを用いて海水密接度を再計算したものをもとに月平均の海水分布の時系列グラフを作成し直したものである。これは、以下の式に該当する画素は海水密接度を0とするものである。



図1. 海水分布画像

$$\frac{T_{22V} - T_{19V}}{T_{22V} + T_{19V}} > 0.045 \quad (1)$$

但し、 T_{22V} は22GHzのV偏波の輝度温度
 T_{19V} は19GHzのV偏波の輝度温度

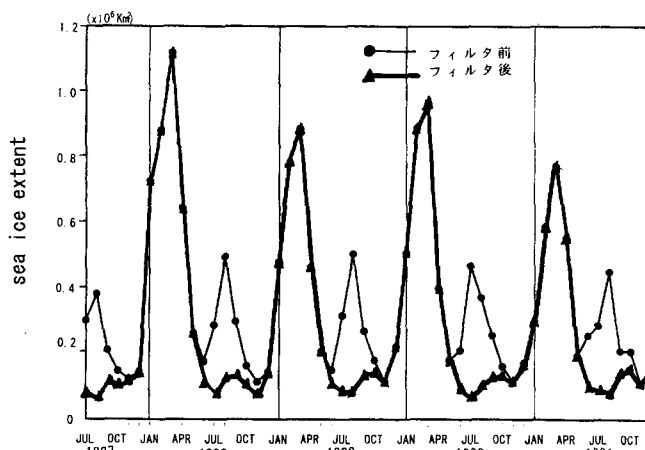
図2(a)の結果は、このフィルタがかなり有効に機能していることを示している。しかし、良くみると依然海水の無い9月、10月頃に若干の偽海水域

が算定されていることがわかる。これらは、主に(1)海岸線沿いの海域がアンテナサイドローブやmixed pixelの影響および(2)大気の影響を受け、海水域と同じような輝度温度を示しているためと推定された。これらの影響を低減するため、筆者らは各月の海水分布域を算定するのに各画素の平均値を集計する代わりに、各画素の5日間(各月の13日から17日)の最小値を集計に用いる方法を試みた。ある期間の最小値を用いることにより、海岸線の影響の少ない画素、大気の影響の少ない画素が簡便に抽出できる可能性がある。この期間は長くし過ぎると、海水面積を過小評価し過ぎることになる。

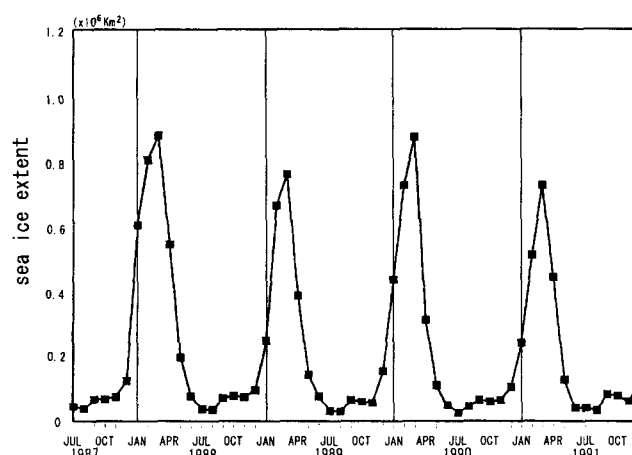
5日間最小値を用いた結果を図2(b)に示す。夏期の偽海水分布による上昇が抑えられているのがわかる。一方、冬期の海水分布についても減少がみられるが、このうち、どの程度が偽海水分布との差によるもので、どの程度がなのかどうかは今後さらに検討する必要がある。

5. まとめ

今回、オホーツク海を対象にSSM/Iのデータを用いて海水密接度の推定および海水分布の経年変化の推定を行った。その結果、最も緯度の低い海水域であるオホーツク海ではマイクロ波で海水密接度を推定する際に起きる水蒸気等の大気の影響が顕著に現れること、また新しいNASAチームのweather filterがその影響の除去に有効であることがわかった。この結果は、オホーツク海が大気の影響を除去するアルゴリズムの検証に適した海域であることをも示唆している。また、今回試みた5日間最小値を用いた月毎の海水分布の算定法は、weather filterでは除去できない海岸線沿いのデータ受ける陸域のサイドローブやmixed pixelの影響および大気の影響を簡便に低減する方法として有効であると考えられる。



(a) 月平均を用いた場合



(b) 5日間最小値を用いた場合
図2. SSM/Iデータから求めた海水分布の経年変化

参考文献

- 1) National Snow and Ice Data Center, DMSP SSM/I Brightness Temperature Grids for the Polar Regions on CD-ROM User's Guide, 1990.
- 2) Cavalieri D.J. et al., NASA Sea Ice Validation Program for the DMSP SSM/I: Final Report, NASA Technical Memorandum 104559, NASA, 1992.
- 3) Comiso J.C., Ice concentrations derived using the bootstrap algorithm, NSIDC Letter attached to revised CD-ROM, 1994.
- 4) Cho K. et al., A Study on Sea Ice Monitoring Using MOS-1/MSR, Proc. of IGARSS'89, vol.2, pp.991-994, 1989.

南極無人気象観測用電源システム試験観測

高橋修平・榎本浩之（北見工大）、本山秀明（極地研）

1. はじめに

南極内陸部における3～5年の長期観測を目的とする無人気象観測の電源確保のため、風力発電機および太陽電池の試験観測を南極および国内において行ったので、その結果を報告する。

2. 風力発電（中継拠点）

JARE34により中継拠点にA型（サボニウス+高速翼型）、B型（変形ダリウス型）の2種の風力発電機が設置され、1993年1月から1994年1月までの観測がなされた。そのうちのA型は冬期間でも発電したが、作動が間欠的であった。その原因としては雪つまりなどが考えられる（図1）。風速と出力電圧の関係を図2に示す。電圧が16V付近と4-8V付近の2群に大きく分かれるのは制御回路の特性によると思われる。

3. 太陽電池（中継拠点）

同じく中継拠点に設置された極地仕様の太陽電池は、日射がある間はよく作動した。余剰電力は保温箱の加熱に使われ夏期は最高温度60℃までに達したが、日射の無い冬は-50℃以下に下がった。

4. 風力発電（北海道）

1994年1-5月の期間、北海道・美幌峠において風車型発電機および小型サボニウス型の試験を行った。風車型発電機FM910は4月の保守観測までは順調に作動していたが、5月撤収時には支柱が外れて倒れていた。小型サボニウス型は回転翼は順調に回転したが、回転翼部と発電機の連結部に異常が見られた。

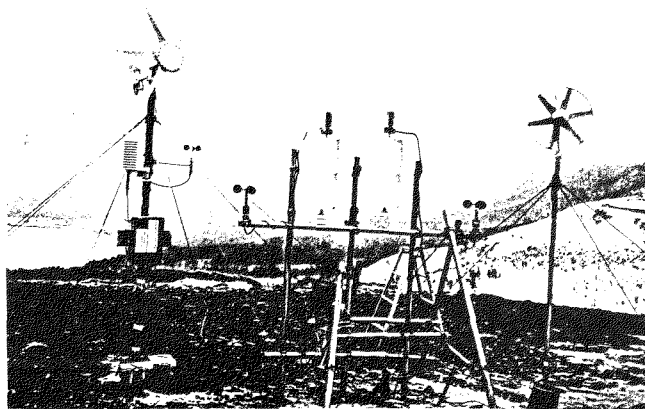


図4. 美幌峠における風力発電機試験

左からFM910型、小型サボニウス2基、FM500型

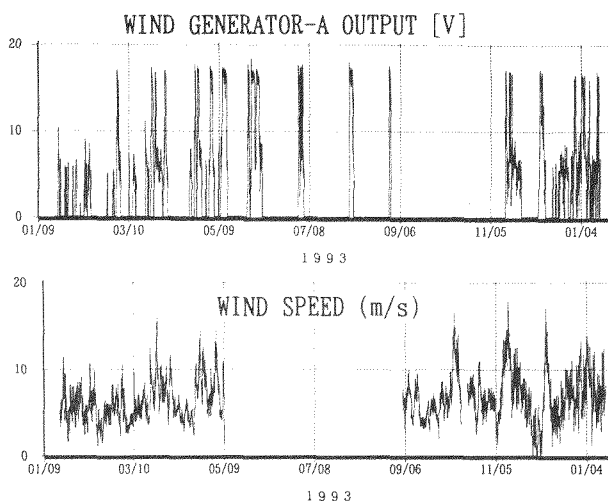


図1. 中継拠点における風力発電起電力(上)と風速(下)

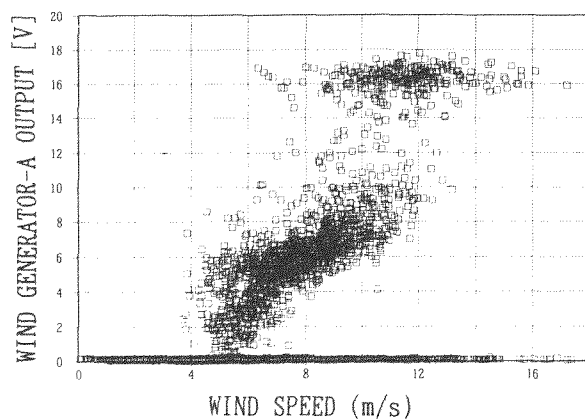


図2. 風発・起電力と風速の関係

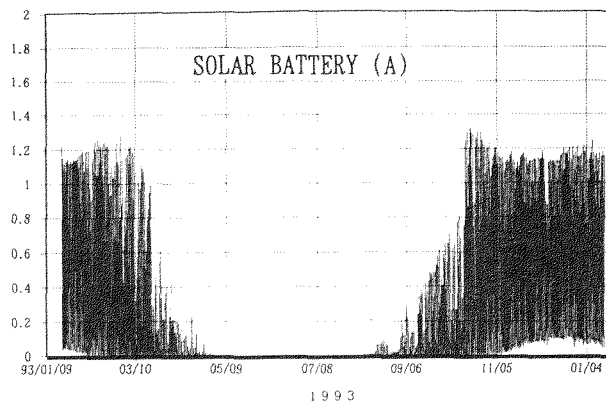


図3. 太陽電池の動作状況（電流[A]）

ドームルートにおける無人気象観測の展開

榎本浩之（北見工大）、藁科秀男（仙台電波高専）、本山秀明（極地研）

1. はじめに

34次越冬観測中に、内陸－沿岸のカタバ風域多点観測、ドーム域の気候データ作成、衛星データ検証などを目的として、ドームルート上に無人気象観測装置（気温、雪温、風向、風速など）を設置した。設置した地点は中継拠点、みずほ基地、S25、昭和付近定着氷上である。

2. 無人気象観測装置

使用した記録計はCMOSメモリー式である。これまでの使用報告を参考に記録計の電源の強化を行い現地に持ち込んだ。また、記録計、電源は、耐寒性能試験を国内で行い -80°C までの動作を確認してある。ほぼ全部の記録計は1年間作動した。ただし、測器のトラブルや設定のミスが生じており、改善すべき点もある。

3. 沿岸～内陸のデータセット

1993/94年夏のドームF旅行において、観測記録を回収し、さらにドームFにも観測装置を設置した。ドームFでのデータも揃えば、内陸のドーム上のカタバ風の吹き出し域から沿岸にいたるデータの比較観測が可能になる。また、気温、雪温、風などのデータは、衛星による赤外・マイクロ波輝度温度情報と組み合わせての解析に有効である。今回は、中継拠点までのデータから主に気温と風の特徴について発表する。

4. 観測結果

中継拠点（標高3300m、昭和基地より距離600km）で観測した気温の記録を図1(a)に示す。1993年の最低気温は -70.2°C であった。夏季の日サイクル、冬季の十数日おきの低温と 20°C 以上に及ぶ気温急上昇の繰り返しが特徴的である（図2）。これらの長・短周期変動と20日以上の変動成分を分離したものを図1(b), (c), (d)に示す。冬季には日周期の変動成分が減少し、十数日周期の変動成分が増加する。

他の地点のデータとの比較からは、沿岸部より内陸の方が日周期変動成分の顕著な期間が長いことや、みずほ－中継拠点間（標高差1000m、距離350km）の温度差は夏季は 10°C ほどであるが、冬季は 30°C に及ぶことがあることなどがわかってきた。冬期間の気温急上昇の際は、各地点の温度変化のフェイズは合っているが、接地逆転の解消・形成の速さが異なっているようである。シンポジウムでは、シノプティックな現象や地域毎の現象の特徴について述べる予定である。

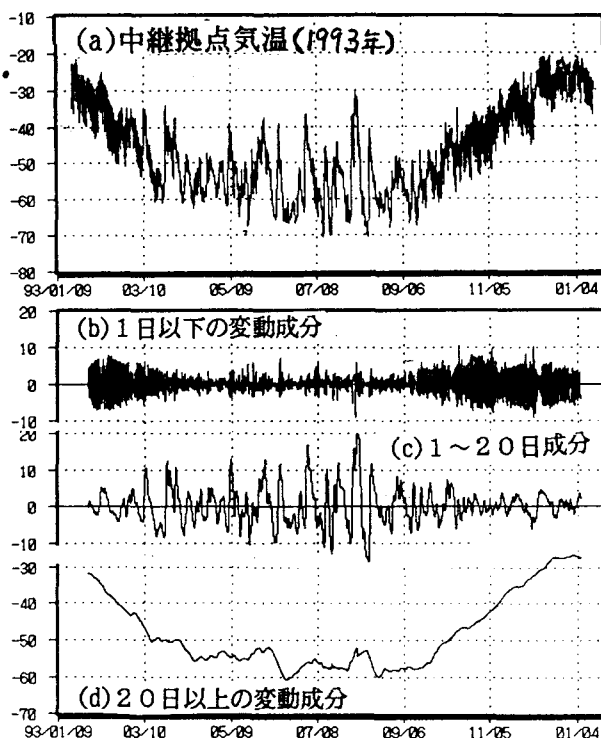


図1 (a)中継拠点気温記録(間隔1時間)及び
(b)1日以下、(c)1~20日、(d)20日以上の変動成分

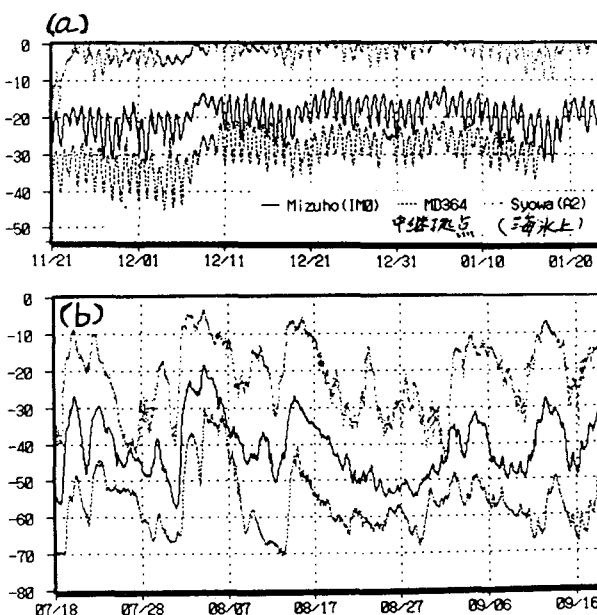


図2 昭和、みずほ、中継拠点の(a)夏季と
(b)冬季の気温記録。

不純物を含んだ雪のアルベドと透過率

青木輝夫、青木忠生、深堀正志（気象研究所）
飯田 肇（黒部市吉田科学館）

はじめに

融雪過程において日射は大きなエネルギー源であるが、雪が不純物を含んでいると、融雪は加速される。これは不純物が雪のアルベドを減少させるためであるが、その波長依存性や雪の中にどれくらい深さまで日射が入り込むのかは、その雪の粒径、密度、層構造などに関わっている。このことを観測と大気・積雪系の多重散乱モデルから調べた。

観測について

1994年4月2～3日、立山の室堂平において、雪面のアルベド及び内部の透過率の観測を行った。室堂平の標高は2450m、気圧約750hPa、積雪は約7m、快晴の条件下で観測を行った。積雪下1mくらいまでには、まだ視認できるほどの黄砂等の極端な汚れ層はなかった。積雪表面は1～2cmの氷板（ほぐすと粒径約0.5mmの積雪粒子からなる）に覆われ、その下は粒径約0.1mmのしまり雪であった（薄い氷板が数枚あり）。表面の氷板はわずかに汚れており、それを溶かしてミリポアフィルターで濾過し、これを下に述べる装置で分光測定したときの反射率は図1(0402A)のようになった。この図から短い波長ほど吸収が大きいことがわかる。

観測にはグレーティングタイプの分光器を用いた。入射光は光ファイバーの先端を加工して、上向き、下向き、積雪内部の放射量を観測できる様に加工したプローブにより分光器へと導かれる。波長分解能は1nm、0.35～2.5 μ mの波長帯を観測できる。

雪面アルベド

雪面アルベドの観測は積雪表面に氷板のある場合と人工的に削り取った場合に対して行った。図2はその観測とモデル計算の結果である。モデル計算は大気・積雪系の多重散乱モデルによって計算し、大気として750hPaのレイリー大気の下に、1層の積雪層がある条件で計算した。氷板のない場合の観測結果は粒径100 μ mの純粋な氷のモデルに近い結果を示した。一方、氷板のある場合では粒径500 μ mで、波長0.3～0.6 μ mに不純物（氷の複素屈折率を波長0.3～0.5 μ mで4倍、0.6 μ mで2倍した）を入れたモデルと近い結果となった。

積雪内部の透過率

図3は積雪表面の氷板を取り除いた場合の積雪内部の下向きフラックス透過率の観測結果である。分光装置の検知器の最低感度は、このとき透過率にして1/1000位であった。一方、モデル計算結果は図4で、粒径100 μ mの純粋な氷粒子からなる雪1層モデルによる。 τ_s は雪の光学的厚さを表す。モデルでは光学的厚さが大きくなるにつれて波長0.45～0.50の青い光が相対的に強くなってきているが、観測では極端な波長分布の変化は見られない。しかも、観測では波長0.5 μ mで15cmの深さでは透過率が1/100位なのにに対し、モデルでは3200という大きな光学的厚さのときでさえも、透過率は波長0.5 μ mで数10分の1程度である。このことは雪がもっと汚れていたことを示唆している。

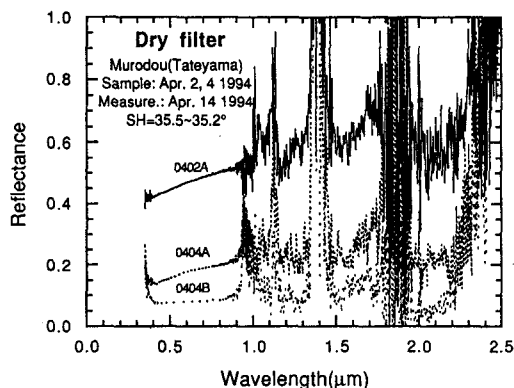


図1 積雪サンプルを濾過したフィルターの反射率

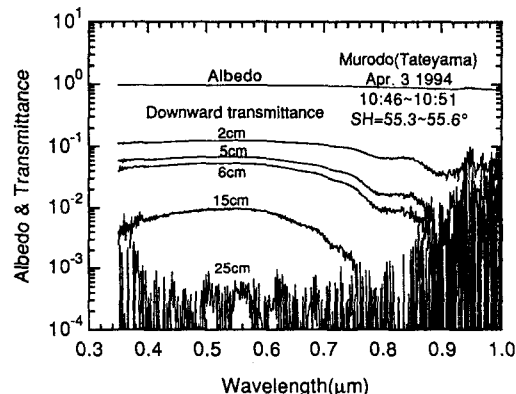


図3 積雪内部の下向きフラックス透過率の観測結果

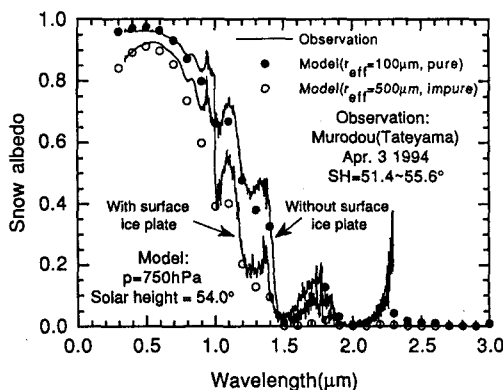


図2 雪面アルベドの観測とモデル計算結果

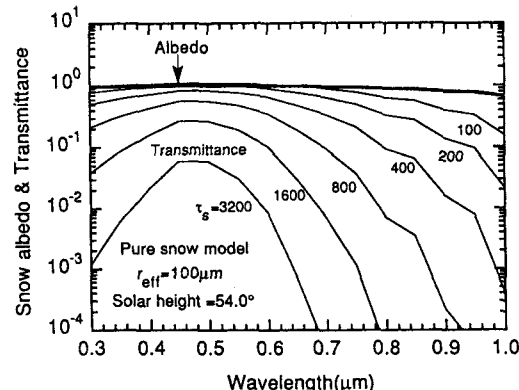


図4 積雪内部の下向きフラックス透過率のモデル計算結果

スピッツベルゲンの融雪期の蒸発特性

竹内由香里・兒玉裕二・中林宏典（北大・低温研）

1. はじめに

北極域では、融雪期の雪面や消雪後のツンドラ植生面からの蒸発が熱収支および水収支の重要な成分であるといわれている。スピッツベルゲン島の永久凍土地帯における気象および融雪熱収支特性を知るために観測を行ない、蒸発パンと電子天秤を用いて雪面蒸発量の直接測定も行った。ここでは蒸発に関する観測結果について報告する。

2. 観測

観測は1993年5月末から約3週間、スピッツベルゲン島ニーオルスン（79°N12°E）で行なった。氷河とフィヨルドにはさまれた永久凍土地帯の平地に観測点を設置し、放射、気温、表面温度、湿度、風向、風速、積雪深等と併せて雪面蒸発量を測定した。

3. 観測結果

観測期間中の積雪深、気象要素の時間変動、および日蒸発量を図に示す。積雪深の変化や表面温度からわかるように6/13以降本格的に融雪が進み、観測点では6/20に雪が消えた。6/13以降、正味放射量は終日正の値を示すようになり、気温や表面温度も氷点下にならなくなった。雪面と地上1 mの水蒸気圧差は6/13までは常に正（雪面が高い）を示していたが6/13以降は負を示すことが多く、この日を境に蒸発から凝結のセンスへ変化したことを表している。直接測定した日蒸発量の値からも6/13を境に蒸発から凝結へ変化したことがわかる。6/20～23に、消雪直後のツンドラ表面の蒸発・凝結量を測定したところ、約3.8mm/dayの蒸発量が認められた。部分的に早く消雪したツンドラ表面からは盛んに蒸発が生じている一方、周囲の雪面では凝結が生じていることが示唆された。

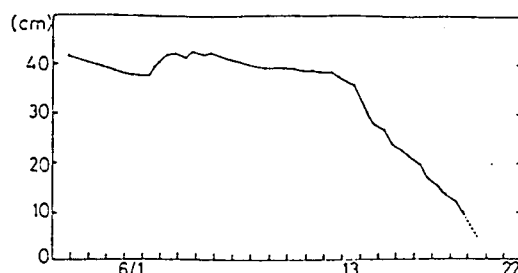


図1 観測点の積雪深の変化

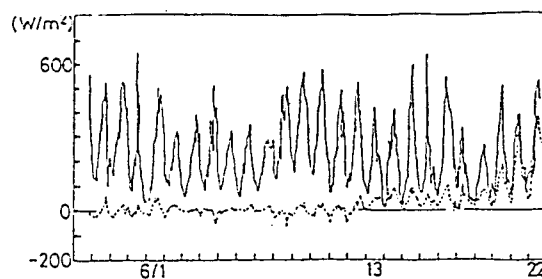


図2 日射量（実線）と正味放射量（破線）

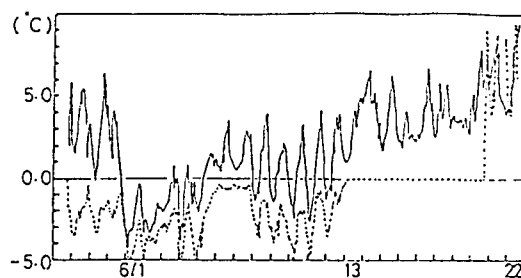


図3 気温（実線）と表面温度（破線）

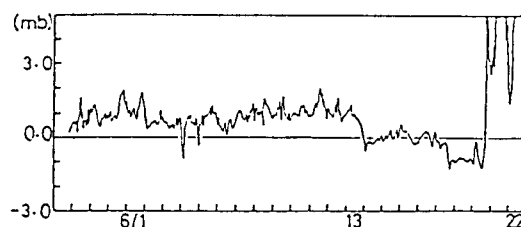


図4 表面と地上1 mの水蒸気圧差

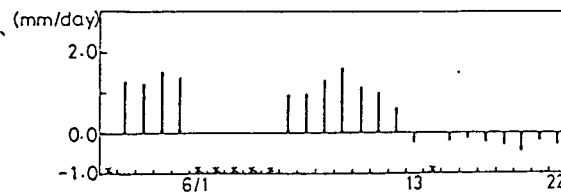


図5 日蒸発量（*印は欠測）

スピッツベルゲンブレッガー氷河流域バエルバ川の水位、水温、電気伝導度
 兒玉裕二・竹内由香里・中林宏典（北大・低温研）・渡辺興亜（極地研）

1. はじめに 温暖氷河では氷河の融解過程がコア情報の一部として記録されたり、コア情報を消失させたりする。この融解過程が氷河コア情報や氷河上の化学成分にどのような影響を与えるのかを調べるため種々の調査を行っている。融雪期初期の氷体温度は 0°C 以下で融解水を再凍結させることができる。また、初期の融雪水には、冬期に蓄積された成分が溶け出るので、高濃度の化学成分が検出される。このことから再凍結氷の化学成分濃度も高いと予想されるが、東ら（1992）の報告によると必ずしもそうではない。再凍結氷内の化学成分が後の融雪水で洗い流されるか氷河内の化学成分分布の均質化が起こっていることが考えられる。これら氷河上の化学成分の循環は河川の化学成分にも影響を与えていると考えられる。それを調査する手始めとしてこの流域の流出河川の水位、電気伝導度、水温を測定した。測定場所はブレッガー氷河流域のバエルバ川の量水堰で行なった。この流域の流域面積は 32km^2 、氷河末端から堰までの距離は約 2km である。氷河末端近くでの観測が理想的であるが、流路、流量が不安定なので不可能であった。

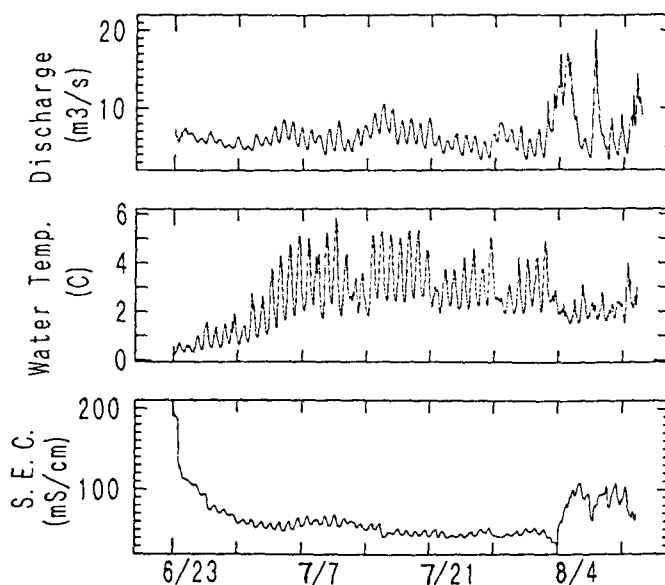
2. 測定結果 図に1993年6月23日から8月12までに観測された流量、水温、電気伝導度の結果を示す。堰で本格的に流量が観測されたのは6月14日であったが、量水堰の中には氷や雪が存在し正しい流量を水位から算定できなかった。また、初期の電気伝導度は $300\mu\text{S}/\text{cm}$ 以上で測器の測定範囲以上であった。

流量のデータを見ると、季節積雪の融解が続いている7月2日までの期間Ⅰ、氷河からの融雪（氷）と時々降雨が主な流出源である7月3日から8月2日までの期間Ⅱ、かなりの降水量がみられる8月3日以降の期間Ⅲの3つに分けられる。今回はこのうち期間ⅠとⅡについて考察する。水温の日較差は期間Ⅰでは小さいが期間Ⅱでは降水があったと思われる雲の多い日以外は大きくなっている。また、電気伝導度は期間Ⅰでは融雪期の高い値から融雪水によって洗い流されて減少傾向にあるが、期間Ⅱでは $40\sim 60\mu\text{S}/\text{cm}$ でほとんど変わらない。

各値の日最大、最小値が出現する時刻を表に示す。流量の最大値が起こる時刻は期間Ⅰでは21～22時であるが、期間Ⅱでは17～18時と早くなっている。季節積雪からの融解は氷河のみから融解流出よりピークの出現時刻を遅らせる傾向にある。流量の日最小値は両期間ともに8～9時に起きている。水温の日最大は期間Ⅰ、Ⅱともに14～15時に起きていて、気温の日最大値の出現時刻と似ている。最小値は期間Ⅰが0～2時、期間Ⅱが4～5時と遅くなっている。電気伝導度の最小値は期間Ⅰでは3～4時、期間Ⅱでは0～1時に起きている。最大値は両期間ともに12時から17時と大きく不規則に変化している。これらの極値が出現する時刻を流出機構から考察する予定である。

表 日最大値、最小値出現時刻

期間	流量		水温		電気伝導度	
	最大	最小	最大	最小	最大	最小
Ⅰ	21-22	8-9	14-15	0-2	12-17	3-4
Ⅱ	17-18	8-9	14-15	4-5	12-17	0-1



1994年2、3月の北極ニーオルスンの降雪観測

和田誠（極地研）、Michael Kriews(AWI,ドイツ)、青木周司（極地研）
山内恭（極地研）

1. 始めに

1991年から始まったニーオルスンでの観測は2年半が過ぎ経年変化のデータが集まっているが、そのデータを補強することを目的として1994年2月から3月6週間ニーオルスンに滞在して各種地上観測を実施した。今回の観測は主に3つの目的があった。1つは、連続で観測を行っているレーダーの反射強度から、通年（特に冬）の降水強度の変化を求めるために、地上で降雪量を計り反射強度と降水強度の関係を決めることである。1つは、レーダーエコーのパターンから分類している降雪雲によって実際地上ではどのような違いがあるか、一般的な地上の気象状況とともに降ってくる雪結晶の違い等を調べることである。またほとんど無人で観測を行っているので、実際の機器から得られるデータの質が問題になる。そこで実際に有人にてこれらのデータをチェックし、機器の調整等を行うことを、目的とした。

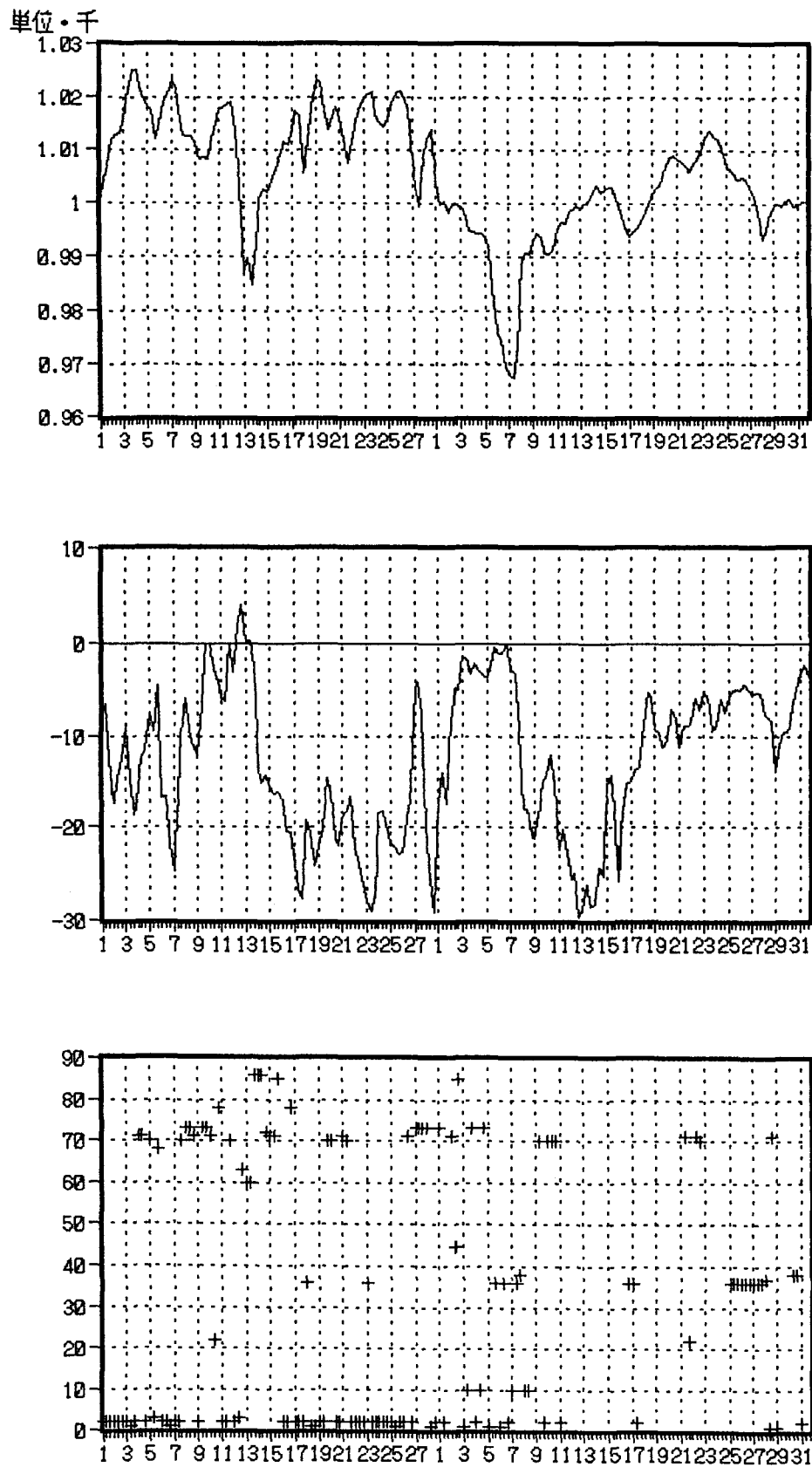
2. 観測

次の項目の観測を行った。継続観測として垂直レーダー、マイクロ波放射計、アンテナの表面温度の観測。滞在中の観測として、降雪強度、雪結晶、露点湿度、降雪の有無、電場の観測。しかし機器の故障が多く、欠測項目が多かった。この他一般的な気象データ（気圧、気温、相対湿度、風速、風向、全天日射）が得られている。これらの観測以外に大気微量成分の観測が継続して行われている。

3. 観測経過

データ処理があまり進んでいないので2月3月の気象状況について述べる。ノルウェーの気象研究所から提供していただいたデータによる結果を示す。観測は1日3回(06,12,18UTC)である。図は上から地上観測の気圧、気温、天気の変化を示す。天気の図は国際気象通報式で用いられる数字であり大体70台が降雪、80台が降雨、40台が霧、30台が地吹雪を示している。

2月13日、3月7日頃、強い低気圧帯に覆われていることが判る。その頃は気温がほぼ0度Cまであがっている。しかし降雨、降雪については両者のケースで違いが見られる。2月のケースに比べて、3月のケースは降雨、降雪の期間が短い。一方気圧がそれ程低くない期間でも雪が時々降るケースがある（例えば2月4日頃）。また2月3月全体の気圧の変化を見ると3月は2月に比べてかなり低いことが判る。このように場の違うときのレーダーエコーの違い、雪結晶の違い等について発表する。



図：1994年2月3月の気圧、気温、天気の変化。

北極圏スバルバル・ニーオルスンの 放射収支環境

山内 恭（国立極地研究所）、J. B. Ørboek（Norwegian Polar Research Institute）

1. はじめに：北極圏における1つの拠点として様々な観測が始められたスバルバル・ニーオルスンが、地上放射収支の点でいかなる環境にあるかを調べた。ニーオルスンでは、既に長年にわたってノルウエー極地研究所（NP）により放射収支観測が続けられており（Hisdal et al., 1992）、そのデータにもとづいて解析を行なった。測定項目は全天日射、反射、長波長下向き、上向き放射、正味放射である。ここでは、1987年の結果を例に、1年間の放射フラックスの推移を見た。

2. 短波長放射：全天日射は（図1）、晴天であれば172日頃を中心とした対称な形を示すはずだが、日平均値 350 W/m^2 の極大の日が5月から7月に見られるほか、非対称で前半が高めの値になっている。大気外日射量との比で見た透過率も、前半は晴天で70%にまでなるのに対し、後半は、60%以下となる。雲による減衰も大きく、さらに後半で拡大する。

アルベードは（図2）、5月まで、80%付近を推移しているのが、6月に入り急減し、15%代に下がる。積雪の消えた低いアルベードが3か月続く。9月後半、降雪と共に散発的にアルベードは上昇し、10月後半、高い値に落ち着く。アルベード変化が夏至の時期に関して対称ではなく、6月末に低い値に下がるため、全天日射の季節変化を非対称にしている。雲による減衰が拡大するのも、アルベード低下と対応している。

3. 長波長放射：下向き長波長放射の変化を図3に見るが、夏と冬との様相の変化が著しい。下側の包絡線が晴天を示すが、10月から4月初旬までは 200 W/m^2 以下の低い値を示すのに対し、4月半ばより急上昇し、6～8月は 300 W/m^2 近くの高い値を示す。一方、上の包絡線である曇天日の極大値は季節変化が小さく、通年 $300 \sim 350 \text{ W/m}^2$ となっている。その結果、冬期は晴れと曇り日で 150 W/m^2 以上の大きな差があるのに対し、夏期は 50 W/m^2 以下の小さな差になってしまう。晴天日の大気放射の著しい増大は、気温 0°C 以上の時期に生じており、大気中の水蒸気の多さを物語っている。

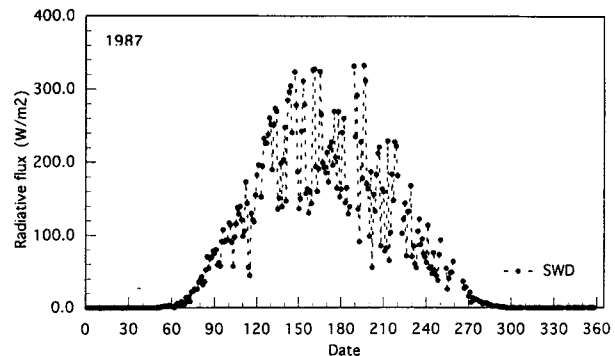


図1. 日平均全天日射量の変化

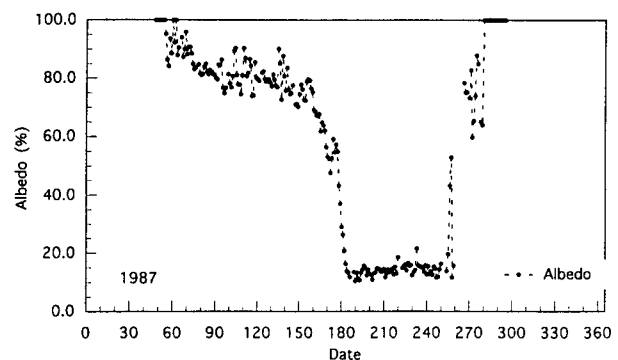


図2. 日平均アルベードの変化

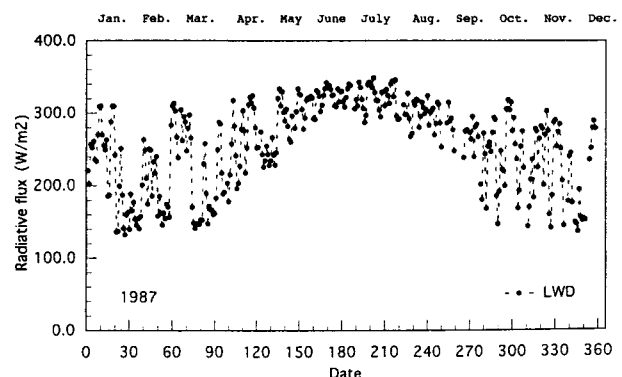


図3. 日平均下向き長波長放射量の変化。下の包絡線が晴天日、上の包絡線が曇天日を表す。

4. 正味放射：月平均の正味放射変化を図4に見た。10月から3月の冬期は、短波長がほとんど効かず長波の正味放射に近く、負の値をとる。4月と9月が遷移月で正味放射は約0、5月から8月、短波長が効いて大きい正の値をとる。

正味放射量の日々の変化を見ると、10月から4月の間は、下向き長波長放射の変化に対応して晴天の方が曇天日より正味放射は負で絶対値は大という変化を示すのに対し、夏期の6～8月は短波長放射の変化に従うようになる。これは、5月以降、下向き長波長放射の晴れ／曇りの違いが小さくなること、アルベードの低下と共に全天日射の変化が短波長正味放射の変化に大きく効くようになることによっている。

上向き長波長放射の変化、即ち気温の変化も興味あるところで、下向き長波長放射に強く対応しているところ、5月中旬より9月中旬までほとんど変化を示さなくなる。これは、正味放射が下向き長波長放射で変化しなくなること、さらに、地表面の積雪が消え、地面が露出することで、正味放射の変化があっても簡単に表面温度が変わり難くなるためと考えられる。積雪があるときは表面は断熱的になり、わずかな正味放射の変化にも表面温度が強く追従する。

5. まとめ：以上、年間を通じてのアルベードおよび放射各フラックスの変化の特徴を見た。最も大きい晴天／曇天の影響の現われ方が冬と夏とで全く違うこと、積雪が消えることが大きく効いていること、そして、夏の気中の中の水蒸気が極めて多いことが、特徴的である。積雪の変化はかなり局所的であるが、他は共に海洋性北極の特徴で、南極とは大いに異なる点である。

Hisdal, V., Finnekås, Ø. and Vinje, T. (1992): Radiation measurements in Ny-Alesund, Spitsbergen 1981-1987, NP, Oslo, 380p.

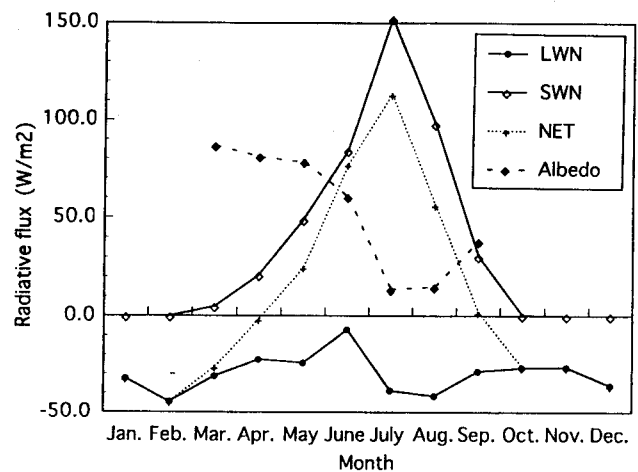


図4. 月平均の短波長、長波長、全波長の正味放射量およびアルベード

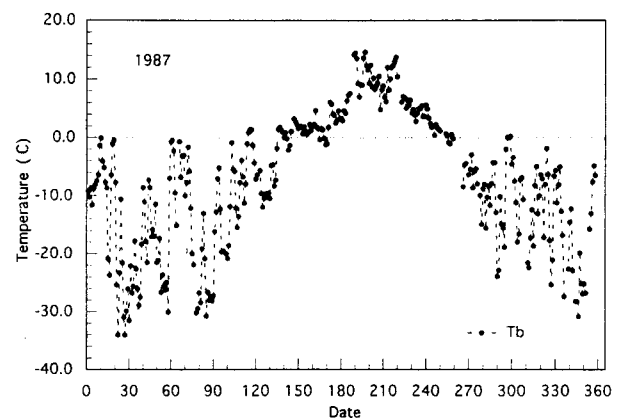


図5. 上向き長波長放射から換算した輝度温度

凍結に伴う溶存物質の除去過程

竹中規訓, 大門暢, 佐藤啓市, 坂東博, 前田泰昭 (大阪府立大, 工)

1.はじめに

前回, 水溶液が凍結するときに反応が進む機構について報告した。その促進機構をさらに検討する目的で氷-溶液界面の効果を調べるために単結晶を成長させ, その中における反応を追跡した。その際, 溶存物質の中で比較的揮発性である HNO_2 が気相中へ揮発することを見いだした。さらに NaCl を添加した際, HNO_2 が揮発しない場合にも塩化物イオンが減少することを見いだした。

雨の中や雪や氷の中から塩化物イオンの損失が起こっていることが報告されている。その機構としては不揮発性の酸である硫酸イオンが NaCl を含んだエアゾルや水滴中に溶解し, その結果比較的揮発性である HCl が揮散するためであると言われているが十分に明らかになっていない。ここでは水溶液を凍結した際に起こる, 亜硝酸イオンおよび塩化物イオンの損失について報告する。

2.実験

$1 \times 10^{-4} \text{ M}$ 程度の水溶液を超純水を用いて調整し, pH の調整を行った後, 次の種々の方法で凍結した。1) 浸漬法, 2) 銅板上に試料容器を置き, 下から徐々に凍結, 3) 単結晶を生成するような方法。

試料は完全に凍結した後, 湯浴で完全に溶かし, 各イオンをイオンクロマトグラフィーで分析した。

3.結果および考察

表1は, $\text{pH} 4$ において 1 mM の亜硝酸を単結晶が成長するような方法で凍結したときの結果である。亜硝酸は通常の方法では溶存酸素によって硝酸イオンに変化するが, 単結晶にすると反応が起こらないだけでなく, 亜硝酸のほとんどが気相から見いだされた。つまり, 氷結晶の中には取り込まれずに溶液に押し出され最終的に試料上部より揮発したものと考えられる。

また表2に $1 \times 10^{-4} \text{ M}$ の NaCl 溶液を下から徐々に凍結した時の結果を示す。

表2. 塩化物イオン損失 (単位: μM)

凍結法	凍-融回数	$[\text{Cl}^-]_0$	$[\text{Cl}^-]_{\text{ft}}$
浸漬	1回	100.0	100.7
浸漬	6回	100.0	101.1
下から	3回	100.0	93.4
下から	5回	100.0	91.8

表1. 単結晶成長による N 種の濃度変化

凍結速度 cm/h	凍結前, μM		凍結後, μM	
	NO_2^-	NO_3^-	NO_2^-	NO_3^-
0.444	100.0	0	1.52	7.92
0.442	95.95	0	29.18	0
通常凍結	100.0	0	48.9	52.1

この表から塩化物イオンが初期に比べ減少していることがわかる。

このように水溶液の凍結過程では凍結の方法により溶存物質が気相へ排除されることがわかった。この過程が自然界でどのような役割を果たし, どのような凍結が起こったときに, どの程度物質損失に寄与しているかを調べることは雪や氷中の比較的揮発性物質の濃度を評価する際に重要であろう。

極域成層圏のオゾンその他の微量物質循環観測計画について：
ADEOS/ILAS 衛星観測を中心として

*神沢博（環境研）・近藤豊（名大 STE 研）・笹野泰弘（環境研）

1. はじめに

成層圏のオゾンおよびオゾン化学反応に関連する大気微量成分の観測データは、地上、気球、航空機、および衛星からの測定によってこれまで得られ、オゾンホール等の現象発見、および、発見された現象の機構解明に資されてきている。衛星観測は空間的に均質な観測が可能なることに特徴がある。1991 年 9 月に打ち上げられた NASA の衛星 UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) は、成層圏オゾン層についての新しい知見をもたらすデータを与えているが、そろそろ観測の寿命が尽きつつある。そのような状況の中で、UARS 搭載の様々なセンサーに次ぐ成層圏オゾン層観測センサーとして、1996 年 2 月に打ち上げ予定の NASDA の人工衛星 ADEOS (Advanced Earth Observing Satellite: 地球観測プラットフォーム技術衛星) 搭載の ILAS (Improved Limb Atmospheric Spectrometer: 改良型大気周縁赤外分光計), RIS (Retroreflector in Space: 地上衛星間レーザー長光路吸収測定用リトロリフレクター), TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), IMG (Interferometric Monitor for Greenhouse Gases) 等が位置づけられる。とりわけ ILAS は、以下に述べるように、南北両極域のオゾンおよびオゾンに関連する物質の鉛直分布を高精度で測ることから、極域成層圏物質循環研究にとって、そのデータ自身だけでも有用である。また、極域での地上からの分光観測、大気球観測、および航空機等の観測によって得られる Correlative measurement データと ILAS データとを統合することにより、極域成層圏物質循環研究に有効なデータセットを得ることができる。

なお、背景情報として、成層圏大気微量成分の衛星観測の最近の実績および主な計画を以下に示す。

NASA の衛星 UARS: MLS, HALOE, CLAES, ISAMS (, HRDI, WINDII)	1991 年 9 月～
NASDA の衛星 ADEOS: ILAS, RIS, TOMS, IMG	1996 年 2 月～
ESA の衛星 ENVISAT: GOMOS, MIPAS, SCIAMACHY	1998 年～
NASDA の衛星 ADEOS-II: ILAS-II	1999 年 2 月～
NASA の衛星 EOS-CHEM	2002 年 (?)～

2. ADEOS/ILAS 観測について

ILAS の観測の概要は以下の通りである。

Species and Properties: O_3 , NO_2 , HNO_3 , N_2O , CH_4 , H_2O , $CFCl_3$ (CFC-11), aerosol, temperature, pressure

Satellite observation period: 1996-1999 (3 years)

Launch: February 1996, Operational observation: ~ May 1996

Principle: Solar occultation technique (infrared and visible spectroscopy)

Latitude coverage: 55-70 degrees North; 63-87 degrees South

Altitude range: ~10^{*}-60 km (depending on species) (*cloud top)

Spatial resolution (One shot measurement): ~2 km in vertical; ~13 km* × ~300 km in horizontal
(*~2 km for aerosol, temperature, pressure)

Longitudinal resolution: ~25 degrees (~14 shots per day at two latitude circles both for the Arctic and Antarctic)

ILAS の特徴として以下の 2 点があげられる。

- (1) Solar occultation を利用することから、High accuracy (self-calibration) であり、High vertical resolution であること。欠点としては、Poor global mapping であること。
- (2) ADEOS 衛星が Sun-synchronous polar orbit 軌道をとることから、High frequency of measurements in high latitudes であること。欠点としては、Poor global coverage であること。

3. ILAS Correlative Measurements

地上からの ILAS Correlative Measurements を、Validation (検証), Complementary (ILAS で測定しな

い成分測定), Coordinated (ILAS 測定地域外での測定) の3つに分けて、計画している。ILAS データおよび ILAS Correlative Measurements データ両者を合わせて、極域のオゾン層実態の把握および現象の機構解明に資するデータセットを作ることを考えている。

Correlative Measurements の中で ILAS データの検証をするための実験の現段階での計画概要の主なものは以下の通り。

Arctic

Kiruna-Esrange, Sweden (68N, 21E): Balloon experiments; Ozonesonde; FTIR

Fairbanks-Poker Flat Research Range, Alaska (65N, 148W):

Rayleigh/Mie lidar; Laser heterodyne spectrometer; Microwave radiometer

Yakutsk, Russia (62N, 130E): Ozonesonde

Antarctic

Dumont d'Urville (67S, 140E): NDSC primary station:

Ozonesonde; Ozone lidar; Rayleigh/Mie lidar; UV-visible spectrometer

Syowa (69S, 40E): Ozonesonde; UV-visible spectrometer; Balloon experiments; Laser heterodyne spectrometer?

Georg von Neumayer (71S, 08W): Ozonesonde

Arrival Heights (78S, 167E): UV-visible spectrometer; FTIR

McMurdo (78S, 167E): NDSC primary station: Ozonesonde; UV-visible spectrometer

Dome Concord (75S, 124E): NDSC primary station; installation of the station is planned:

Ozonesonde; Ozone lidar; Rayleigh/Mie lidar; FTIR; Microwave radiometer; UV-visible spectrometer

以上に記した中では、フランスの CNES との共同による Kiruna-Esrange での Balloon experiments が、ILAS 測定項目全ての鉛直分布を測ることから、検証実験観測の中心となる。昭和基地での観測は、ILAS と同期する観測について、極地研、名古屋大学（、東北大学、宇宙研、）等と環境研との共同研究観測として実施するべく、計画を検討中である。

以上の検証観測データ以外にも、他の地点（例えば、Ny-Ålesund (79N, 12E)）での観測データ、ADEOS/TOMS 等の衛星データ、客観解析気象データ等をも Correlative Measurements データとして位置づけている。

4. ILAS データ解析によって期待される成果と検証実験

本報告者の3名は、検証実験で中心的な役割を担うばかりでなく、ILAS データ解析研究も、それぞれ一研究者としてあるいは共同で行おうと考えている。その際、検証実験データをにらみながら、ILAS データで議論できうること、できないことの切り分けをしてゆくつもりである。もちろん、ILAS データは我々ばかりでなく、ILAS サイエンスチームのメンバー、さらには、もっと広いこの研究分野の科学者達に使ってもらい、ILAS プロジェクトとして大きな成果が上がるようになることを願っている。換言すれば、ILAS データおよび ILAS Correlative Measurements とを組み合わせた研究が、我々および様々な研究者によって行われ、極域成層圏物質循環の研究が進展することを願っている。

本報告者の1名（神沢）は、ILAS と同様の Solar Occultation センサーである UARS 搭載の HALOE (Halogen Occultation Experiment) で得られた成果の一つに注目している。すなわち、Russell et al. (1993, Geophys. Res. Lett., 20, 719-722) は、1991 年の10月、南極オゾンホール内でメタン (CH_4) の混合比が低い値を持ち、成層圏から中間圏にわたってほぼ一様な値となっていたことを、HALOE のメタンデータから発見した。Fisher et al. (1993, Geophys. Res. Lett., 20, 1267-1270) は、英国気象局の中層大気大循環モデルによる季節変化数値実験によって、この現象を再現し、この現象は、中間圏界面付近の北極から南極にわたる一様なメタン濃度を持つ空気塊が、南極下部成層圏まで降りてきたことの反映であると解釈している。

HALOE は、UARS が傾斜軌道であることにより、全球をくまなく観測する代わりに、極域を観測する頻度は小さい。一方、ILAS は、ADEOS の降交点地方時が 10:30 の太陽同期極軌道であることにより、観測域は極域に限られるが、極域を観測する頻度は大きい。このことから、ILAS によって、上に述べた事実の解釈の是非を論じ得るデータが得られるだろうし、また、上に述べた HALOE での発見と同様な新しい発見がなされる可能性がある。ありうるであろうそれらの発見を示すデータを自信を持って世に示すためにも、ここで述べてきた検証実験が大切であると考えている。

南極における成層圏大気のクライオサンプリング実験計画

青木周司、山内 恭、森本真司（極地研）、本田秀之、矢島信之（宇宙研）、
中澤高清（東北大・理）

1. はじめに

南極域は、人間活動の盛んな北半球中・高緯度から最も遠く離れているため、それに関連した物質のバックグラウンド的な変動を監視するのに最適な場所である。さらにこの地域は、オゾンホールなどの特有な現象の起こる場所でもある。昭和基地において、上層大気を直接採取することは、CO₂やメタンなどの温室効果気体の南極域への輸送過程を解明する手段として、また、オゾンホール生成に関連するCFC'sなどの大気微量成分の鉛直分布を明らかにする手段として測定精度の点で最も優れている。本講演では、同基地における上層大気採取の意義、必要性を述べ、これまで南極域では未経験の大気球を用いたクライオサンプリング実験の提案を行う。

2. CO₂濃度観測結果から見た上層大気サンプリングの意義と必要性

図1に南半球の中緯度から高緯度にかけての代表的なCO₂観測ステーションであるタスマニア島 ケープグリム (40° 41'S, 144° 41'E)、昭和基地 (69° 00'S, 39° 35'E) および南極点 (90° 00'S) における連続観測結果を示す。昭和基地と南極点のCO₂濃度はお互いきわめて良い一致を示しており、平均すれば南極点の方が0.1ppmv 高いだけである。一方、ケープグリムにおけるCO₂濃度は南極域に比べ平均0.7ppmv 低い。同じような結果は我々の船舶観測 (Tanaka et al., 1987) でも見いだされている。南極域にはCO₂の吸収源や放出源が存在しないため、対流圏下部の移流や拡散だけでこのようなCO₂濃度分布を説明することは困難である。

ケープグリム、昭和基地および南極点におけるCO₂濃度の季節変化成分を取り出してさらに詳細な解析を試みた。平均的な季節変化の振幅はこの順に、1.11、1.27、1.31 ppmv である。さらに、最低濃度が出現する日は1月1日を基準として、やはりこの順に93、97、112日目であり、最高濃度が出現するのは、253、273、280日目である。位相を見る限り、季節変化は南に向かうにしたがってしだいに遅れる傾向にある。このことは空気の移流によってCO₂濃度の季節変化が極向きに運ばれていることを示唆している。しかし、季節変化振幅は極に向かってしだいに大きくなっている。前述のように南極域にはCO₂の吸収源や放出源が存在しないため、振幅の拡大は単純な対流圏下部における移流だけでは説明できない。

南極域における大気中のCO₂濃度変化を解釈することは、その変動が小さいために簡単ではないが、南半球における植物活動や大気と海洋間のCO₂交換のみならず、大気大循環にともなうCO₂の輸送がこの濃度変化に重要な役割を演じているものと思われる。CO₂の季節変化の位相が南に向かって遅れるのは南半球中緯度の空気が対流圏下部を伝わって極域に運ばれることにより部分的に説明できるであろう。しかし、季節変化振幅が極域ほど大きくなることや、年平均濃度が中緯度よりも南極域の方が高い事実は、このような輸送だけでは解釈できない。この点に関して、北半球の空気が赤道域を通して南半球の対流圏上部に流れ込んでいることが明らかにされている (Nakazawa et al., 1991)。このような空気の流れ込みは年中起きているわけではなく、西太平洋域ではモンスーン循環が卓越する5月から11月に限られている。南半球の上部対流圏に流入した北半球の空気は、少なくともオーストラリア大陸上空までは運ばれていることが観測から明らかにされている。この空気が南極域上空まで運ばれ、南極大陸上の大気の沈降流によって地表付近まで降りてくるとすれば、南半球中・高緯度域でのCO₂濃度変化を説明できるかもしれない。また、南極域における成層圏と対流圏間の空気交換も重要であろう。したがって、南極域では地表付近だけではなく、データの空白域となっている対流圏上部から成層圏にかけての観測が強く求められている。

3. 大気球を用いたクライオサンプリング実験

実験用機器は、三陸大気球観測所にて宇宙科学研究所が東北大学理学部と共同で使用しているものとほぼ同じものを考えている。ただし、機器およびサンプリング容器の回収が日本の場合のような海上ではなく、氷上であることから、衝撃を吸収する特別な工夫が必要である。また、回収場所を極力昭和基地の近くにするために、オペレーション時間を短縮する工夫も必要である。実験は事実上夏期間に限定されるため、回収は”しらせ”所属のヘリコプターの支援が必要である。

本実験は、第39次隊、1998年夏の時期に実施する計画である。これを目指して機器の開発を始めしており、国内でのテストも計画している。また、本実験の訓練として、小型のゾンデを用いたテストも第36次隊から開始することになっている。今後、各方面の絶大なる御協力を仰がねばならない。

参考文献

- Tanaka,M., Nakazawa,T. and Aoki,S. 1987. Seasonal and meridional variations of atmospheric carbon dioxide in the lower troposphere of the northern and southern hemispheres. Tellus 39B, 29-41.
- Nakazawa,T., Miyashita,K., Aoki,S. and Tanaka,M. 1991. Temporal and spatial variations of upper tropospheric and lower stratospheric carbon dioxide. Tellus 43B, 106-117.

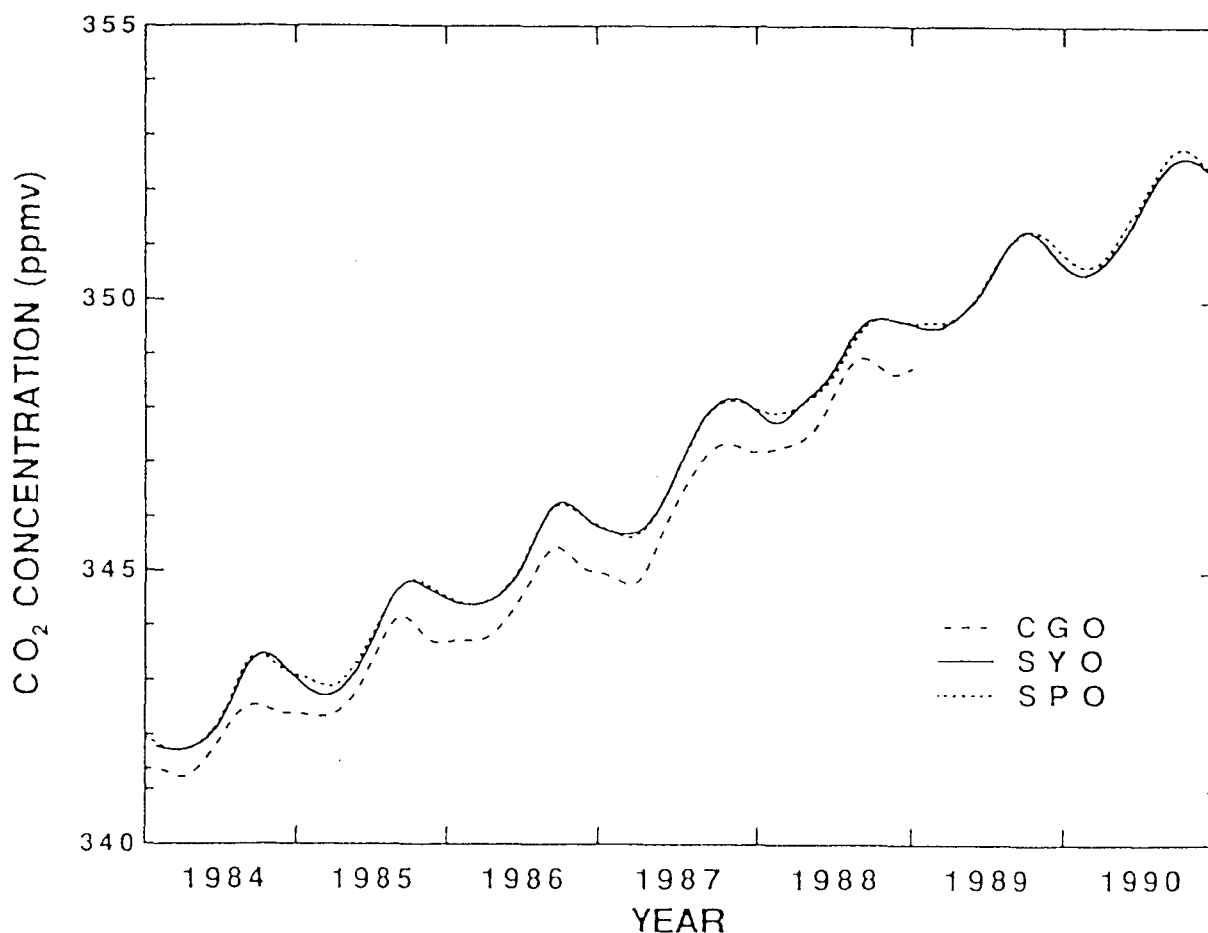


図1 タスマニア島ケープグリム (CGO)、昭和基地 (SYO) および南極点 (SPO) におけるCO₂ 濃度連続観測結果。

昭和基地における人工衛星観測の将来計画

蘆科秀男（仙台電波工業高等専門学校）、榎本浩之（北見工大）

1. はじめに

昭和基地では第30次隊より、直径11mの大型アンテナ（多目的衛星データ受信システム）を利用した、海洋観測衛星「もも1号」（MOS-1）とオーロラ観測衛星「あけぼの」（EXOS-D）の受信が開始された。この受信システムにより、短時間に広範囲の現象を捉えオーロラ、氷河、地形、地下資源など多くの分野の研究が飛躍的に進みつつある。現在は主に宙空圏系と気水圏系が受信システムを利用している。昨年度の第34次隊で受信システム設置後5年が経過したことになる。

第34次隊では上記の衛星の他、EERS（European Remote Sensing Satellite）とJERS（Earth Resources Satellite）とFRAJAの5つの衛星を同一システムでカバーすることになった。ここで得られるSAR（Synthetic Aperture Radar）データは氷床・氷河の地球規模環境変動におよぼす影響の研究には欠かせないものである。

また、1998年にはNASAの地球観測衛星EOS-AMが打ち上げられ、その運用が始まると1日に地上に送られてくる観測データはテラバイト・オーダーとなる予定である。従って、これらの人工衛星データを効率よく受信するためには観測システム・観測設備の充実が望まれる。

ここでは設備の運用状況と不具合の頻度等を基に観測経験を含め、これら問題点を整理して今後の受信体制を考察する。

多目的データ受信システムの不具合
（第30次隊から第34次隊）

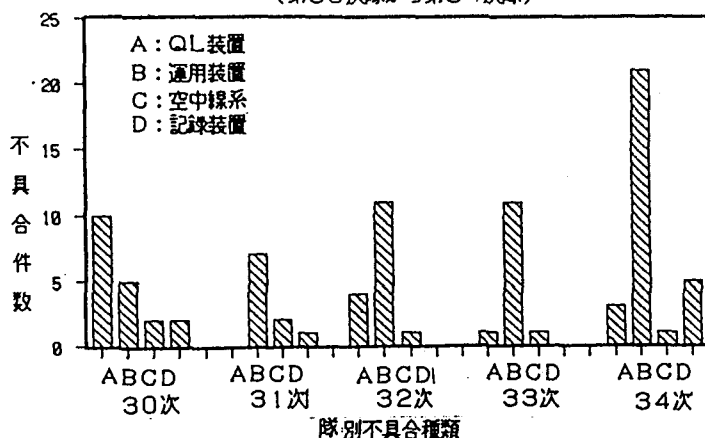


図-1 隊次別不具合の種類と不具合件数

2. 現 状

図1は過去五年間の越冬報告書に掲載された不具合をその原因別に分類したものである。これによると第34次隊で発生した不具合数は総数30件に及び最高である。

表-1は過去5年間の多目的受信システムによる各隊に対する衛星受信パス数である。これによるとテスト受信から観測データを取得しはじめた第30次隊の他は、年平均1700パスを受信している。しかし、5つの衛星を受信した第34次隊においても受信パス数は増加していない。この要因としては各種の要因が考えられるがその1つとして、図-1に示した装置の不具合等に関連があると思われる。

3. 課 題

昭和基地という特殊な立地条件の下で、今後も計画されている各種の人工衛星観測データの取得の効率化を計るには、次のことが考えられる。

1) 受信組織の確立

観測立案者と観測者とエンドユーザ等の組織関係の強化

2) 受信装置の運用

受信システムの利用体制の系統化

3) 受信装置の維持

装置の2重化と国際化も含めたバックアップ体制の強化

以上、地球規模環境変動を探究するうえで、グローバルな観測体制を確立するためにはこれらの早期実現が望まれる。

表-1 隊次別受信パス数一覧

衛星次	EXOS-D	FREJA	MOS-1	EERS	JERS	合 計
30	1143		176			1319
31	1626		237			1863
32	1337		242			1579
33	1505		148	54	85	1792
34	1115	232	232	39	11	1629

南極における成層圏大気のクライオサンプリング実験の問題点と対策

本田秀之 矢島信之 (宇宙科学研究所)

山内 恭 青木周司 森本真司 (国立極地研究所)

中澤高清 (東北大学理学部大気海洋変動観測研究センター)

はじめに

南極昭和基地で実験を行うためには、現在国内で用いている装置に、陸上（氷上）回収のための装備、着陸位置特定のための装備、短時間採取のための改良等を施す必要がある、さらに、放球や回収オペレーションを簡略化するシステムの導入が不可欠である。また、継続的な大気採取観測を行うためには、小人数で実施可能な小型の装置を導入することも考えなければならない。

各装置の改良

改良した採取装置には、採取時間短縮のため大口径バルブを採用し、陸上回収のための装備（クラッシュパッド、パラシュート切り離し機構、回収用アタッチメント等）を付加する。放球作業簡略化のための改良として、単一ゴンドラ化とバックドパラシュートを導入する。

これらの改良等により、3万m³の気球では総浮力600kg程度、到達高度約30kmが期待できる。

オペレーション

上層風の観測結果から、事前に航跡推定を行う。着陸予想地点が許容範囲内に入っていれば、液体ヘリウムの転送を行い、ゴンドラを組み立てる。これと平行して放球準備作業を行うことになる。従来、試料採取は気球を緩降下させながら行ったが、この場合の降下速度はかなり速くし、比較的基地に近い場所に着陸させるように制御する。この飛翔制御では、国内からの支援（昭和基地－極地研間のリアルタイム通信）を実現したい。また、飛翔位置はGPSと測距、高度はGPSと気圧計を併用することを知る。

回収時には、まず着陸予想地点方向にヘリコプターで向い、着陸地点の発見は既に実用化されているラジオブイ探査システムを使用する。採取装置はヘリコプターに吊り下げて回収し、そのまま昭和基地まで運搬する。出来るだけ早い時期に装置を分解し、試料容器の後処置を行う必要がある。

実際には、気象条件によって放球日時は適宜変更されるため、回収作業を観測隊全体のスケジュールに如何に組み込むかが、大きな問題となることが予想される。

なお、本実験に必要な液体ヘリウムと液体窒素の量は、それぞれ30リットルと50リットルである。

小型の採取装置の開発

大型気球の実験は継続的に多数回行うことが難しいので、小型クライオサンブラあるいはグラブサンブラの開発も行う予定である。取り扱いの簡便化と小型軽量化を図り、ゴム気球或は小型プラスチック気球を使用する。試料容器数は1～3本で、現在開発中の急開急閉弁を装備する。採取シーケンスは気圧スイッチとタイマで実行され、パラシュート降下中の採取となる。

着陸位置の同定は、GPS及びラジオブイ（測距、ラジオゾンデ）による。気象条件の良いときに次々に放球し、数個まとめて回収に向う。

参考文献

山内恭他 回収気球による南極大気サンプリング計画、平成5年度大気球シンポジウム、64-67、1993.

西南極・徒歩探検隊が採取した降雪・積雪中の化学成分

岩坂泰信、長田和雄^o、松永捷司、森育子、村井康弘（名大・太陽研）
吉川謙二（北大・地球環境科学）

【はじめに】

1992年11月から1993年1月にかけて、西南極・パトリオットヒルから南極点への約1080kmを徒歩で縦断する際に、種々の科学的調査が実施された。この地域では科学的な調査例も少なく、しかも探検隊の行動範囲が広域に及ぶので、化学的な地域特性・日変化を知るために、降雪・積雪の雪試料採取も行われた。雪試料は、パトリオットヒル（ベースキャンプ）と旅行隊の両方が、1日1回から2回積雪表面の雪を250ml瓶にすくって採取した。

【化学分析】

雪試料は、太陽研実験室に到着する以前に瓶の中で一度融けてしまったようである。実験室では分析前日まで凍結保存し、室温で融かしてからイオンクロマトグラフ法で分析した。分析にはLC10A（島津）とDX300（ダイオネックス）を用い、DX300ではグラディエント法で有機酸も測定した。

【結果と考察】

旅行隊が採取した試料の分析結果の一部を図-1に示す。各イオンの濃度を緯度についてプロットしている。まず気をつくことは、南緯86度以南では海塩成分の濃度が低く変動も少ないのに対し、それ以北では濃度も高く変化も大きい。メタンスルホン酸(MSA)と SO_4^{2-} 濃度の緯度変化も海塩成分の変化とだいたい似ている。 NO_3^- 濃度の変化は他と異なり、85度付近が極大の分布だった。ただし、これらのプロファイルは、移動しながら採取しているので、地域特性と季節変化の両方が混ざっており、解釈には注意が必要である。発表時には、

ベースキャンプでの結果も含めて議論する。

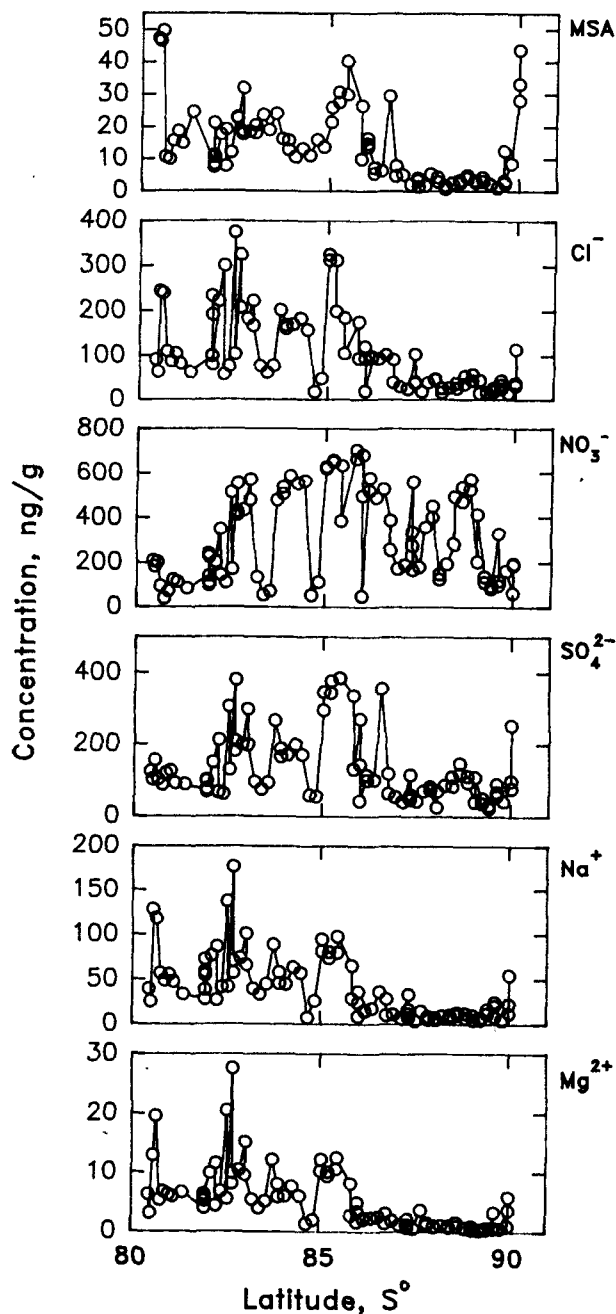


図-1 旅行隊サンプル中の化学成分濃度 (ng/g)

スピッツベルゲン・スノーフィエラ氷原の 雪氷コアにおける過去60年間のイオン濃度変動

東久美子（防災科研・長岡） 幸島司郎（東工大） 亀田貴雄・高橋修平（北見工大）
渡辺興亜（極地研） Jon O. Hagen (Norwegian Water Resources and Energy Administration)

1992年夏に西スピッツベルゲン・スノーフィエラ氷原のコル地点（79°08' 10" N、13°17' 30" E、1190 m a.s.l.）で掘削した84mの雪氷コアの上部42mについて電気伝導度、pHの測定、及び Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ の濃度測定を行った。

電気伝導度、pH、イオン濃度は周期的変化を示しており、変動の一周期を一年と仮定して雪氷コアの年代を推定すると、核実験による放射性物質を含む層から決定された年代とほぼ一致した。核実験の層より深いところも周期変化を数えて年代を推定すると42mの深さで1930年代となった。

図1に NO_3^- と SO_4^{2-} の濃度変動を示したが、1950年代から NO_3^- と SO_4^{2-} がともに増加し、pHは減少している。一方、 Cl^- と Na^+ は変化していない。1950年代から酸性物質濃度が増加する傾向はカナダ北極域、エルズミア島の氷帽における傾向と似ており、人為起源の硝酸、硫酸の寄与によるものである可能性が強い。ところが、1980年頃から NO_3^- と SO_4^{2-} が再び減少し、pHも増加している。排気ガスの法的規制等により北極域において1970年代後半あるいは1980年代から積雪中の酸性物質が減少しているという報告がなされており、スノーフィエラ氷原における NO_3^- と SO_4^{2-} の減少傾向が降雪中の酸性物質の減少を反映している可能性もある。しかし、スノーフィエラ氷原では1980年代の NO_3^- と SO_4^{2-} の濃度レベルが1950年代以前よりも低いうえに、 Cl^- と Na^+ の濃度レベルも1980年代以前より若干低い。これは、夏期の融解によって1980年代の積雪から多量のイオンが流出してしまったことを反映している可能性もある。

図2に示したロングイヤービンにおける過去80年間の夏期（6-8月）の平均気温を見る限り、1980年代が他の時代に比べて著しく高温であった様子はない。また、ニーオルスンにおける積雪量のデータにも1980年代だけ積雪量が少なかったという傾向はないから、スノーフィエラ氷原コアに見られる1980年代の NO_3^- と SO_4^{2-} の濃度の減少は、イオン流出量の著しい増加という理由だけではうまく説明できない。今後、 $\delta^{18}\text{O}$ の測定やスノー

フィエラ氷原の気象観測データの回収を行ったうえで、より詳しい解析が必要である。

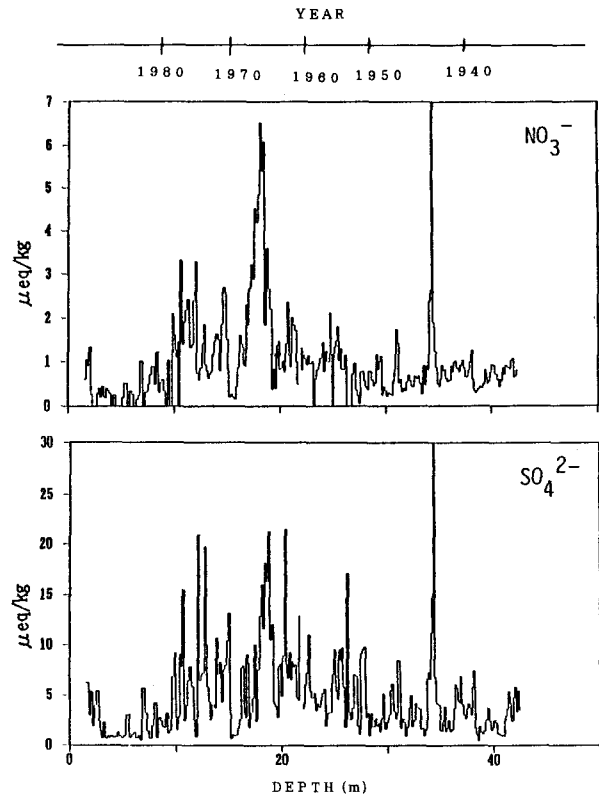


図1 過去60年間のイオン濃度変動

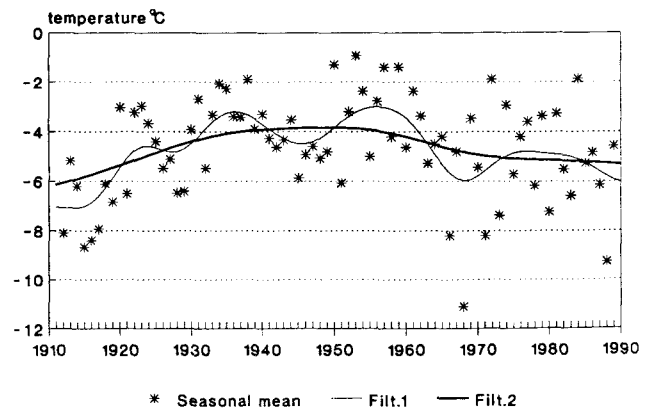


図2 過去80年間のロングイヤービンの気温変動

惑星規模・総観規模のオゾン変動とその力学場との関係

塩谷 雅人・池田 親信・廣田 勇 (京大・理)

1. はじめに

いろいろなスケールの大気波動現象とともなって、オゾン全量の分布にも東西方向の非一様性がみられることはよく知られている。特に、最近では衛星観測データにもとづいて、全球規模で見たオゾン全量分布の特徴が知られるようになってきた。ここでは、太陽縁蔽法を用いた衛星搭載測器の1つ SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) の観測にもとづくオゾンプロファイルデータを解析した。SAGE は日の出・日の入り時しか観測できないため空間的なカバーはよくないが、非常に高い鉛直分解能で対流圏界面高度から成層圏界面高度までの観測をおこなっている。この SAGE データの解析から、オゾン全量分布にみられる特徴的な東西非一様性が、どの高度領域におけるオゾン分布の東西非一様性によってもたらされるのかという点について明らかにすることができる。

2. データ

オゾン変動の鉛直構造を調べるために SAGE II オゾンプロファイルデータを用いた (期間は 1984 年 10 月から 1989 年 12 月)。また、TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) オゾン全量データと SSU (Stratospheric Sounding Unit) 等圧面高度・温度データも補助的に用いた (期間はともに、1980 年 1 月から 1989 年 12 月)。

3. 解析結果

SAGE データにもとづくと、ある 1 日で特定の緯度円に沿った経度・高度断面図が得られる。ここでは北半球の秋から冬にかけての時期の一例を示す (図 1)。4 枚の図は上から順に、高度場、温度場、SAGE オゾン数密度の偏差 (帯状平均値からのずれ) および、SAGE と TOMS のオゾン全量を示す。この時期には成層圏において惑星規模の波動が発達し始め、また対流圏においては波数 4-5 程度の総観規模擾乱を見ることができる (図 1a, b)。オゾン全量の場合 (図 1d) にはこの 2 つの卓越する変動に対応して、波数 1 的な惑星規模の構造と波数 4-5 程度の総観規模の構造とが重なって見える。この東西非一様性がどの高度領域からの寄与によって作り出されているかを SAGE データにもとづいて見ると (図 1c): 総観規模の変動は下部成層圏 100 hPa 付近で最大となっている; いっぽう、中部成層圏 (20 hPa 付近) では惑星規模のオゾン変動が卓越している。

このように、惑星規模のオゾン変動は中部 (~下部) 成層圏で振幅が大きいのにに対し、総観規模の変動は成層圏最下部で振幅が大きい。また温度場 (図 1b) との対応関係を見ると、総観規模・惑星規模どちらについてもオゾンの少ない (多い) 領域と温度の低い (高い) 領域が対応している。中部成層圏までオゾン混合比は高度とともに減少するので、断熱的な上昇 (下降) 運動とともなって温度は下降 (上昇) し、さらにオゾンは減少 (増加) すると考えることができる。

4. まとめ

オゾン全量と力学場の間には密接な関係があり、また高さによって卓越するオゾン変動の規模に違いのあることがわかった。

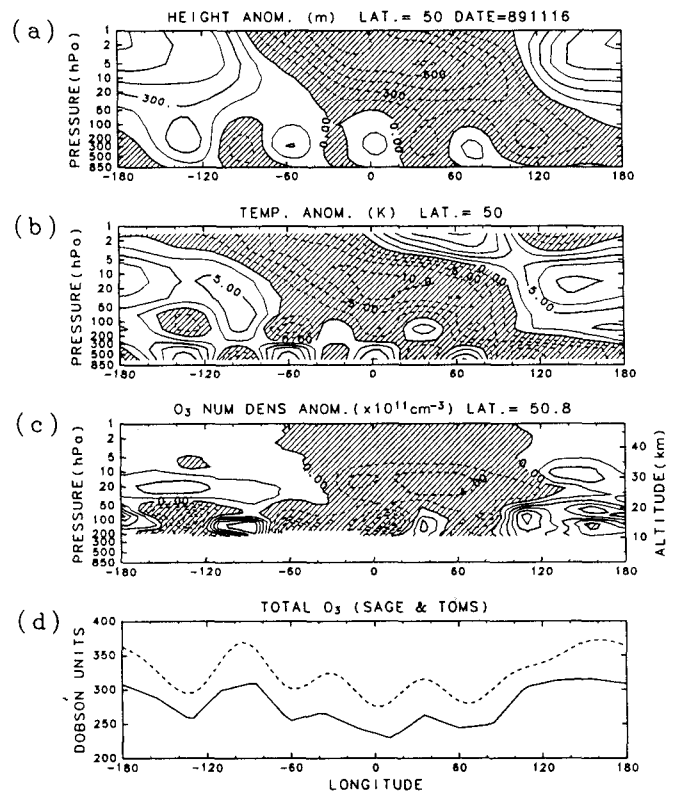


図 1: 北緯 50 度付近晩秋期における (a) 高度場, (b) 温度場, (c) オゾン数密度, それぞれの帯状平均からの偏差に関する経度・高度断面図, およびオゾン全量の折れ線グラフ (SAGE: 破線, TOMS: 実線).

下部対流圏大気微量成分の鉛直分布の季節変動
JARE 32 航空機観測

林 政彦 (名大・STE研)、田中 茂、益子 治 (慶応大・理工)

南極域における物質循環を考える上で、南極大陸周辺域および成層圏からの物質の流入・流出と輸送途中での反応・エアロゾル・ガス間の交換過程などは極めて重要なポイントであり、その空間的な構造を、とらえてはじめて物質循環が理解される。しかし、これまで、南極域の微量成分の鉛直分布の報告例はほとんどない。

そこで、32次越冬期間中に航空機をもちいておこなった、エアロゾル・酸性ガス・アルカリ性ガスの観測結果について報告し、今後の反応性微量成分の航空機を利用した観測について検討する。

1. 観測手法

サンプルリター	分析
ローリミエーション	
メソランフィルター	蛍光X線法
Na ₂ CO ₃ 含浸フィルター	イオンクロマト法
H ₃ PO ₄ 含浸フィルター	イオンクロマト法
2段階カスケードイオンフィルター	
炭素蒸着膜	電子顕微鏡
試薬薄膜	電子顕微鏡

2. 観測

3/23 : 6000, 12000, 18000, 25000 feet

4/20 : 5000, 10000, 14000

5/15 : 5000, 11000

8/14, 9/30, 10/16, 11/14 : 5000, 12000

サンプルリターは、テフロンレドホースにより主翼ストラットよりキャビン内に導入し、真鍮製マニホールドによりイオンフィルターおよびローリミエーションに分配した。

3. 結果

図は、SO₂およびHClの鉛直分布の季節変動である。地(雪)表面濃度は、昭和基地における同時期のローリミエーションによる分析結果を用いている。

今回得られた白夜期をのぞいた3月から11月まで高度12000feet(約4km)のHCl・SO₂の分布の特徴は、
・地表面より上空の方が高濃度となっていることが多い。

・3~5月の方が8~11月よりはるかに高濃度である。

・SO₂に関しては、冬季に上空の方が高濃度となることがある。

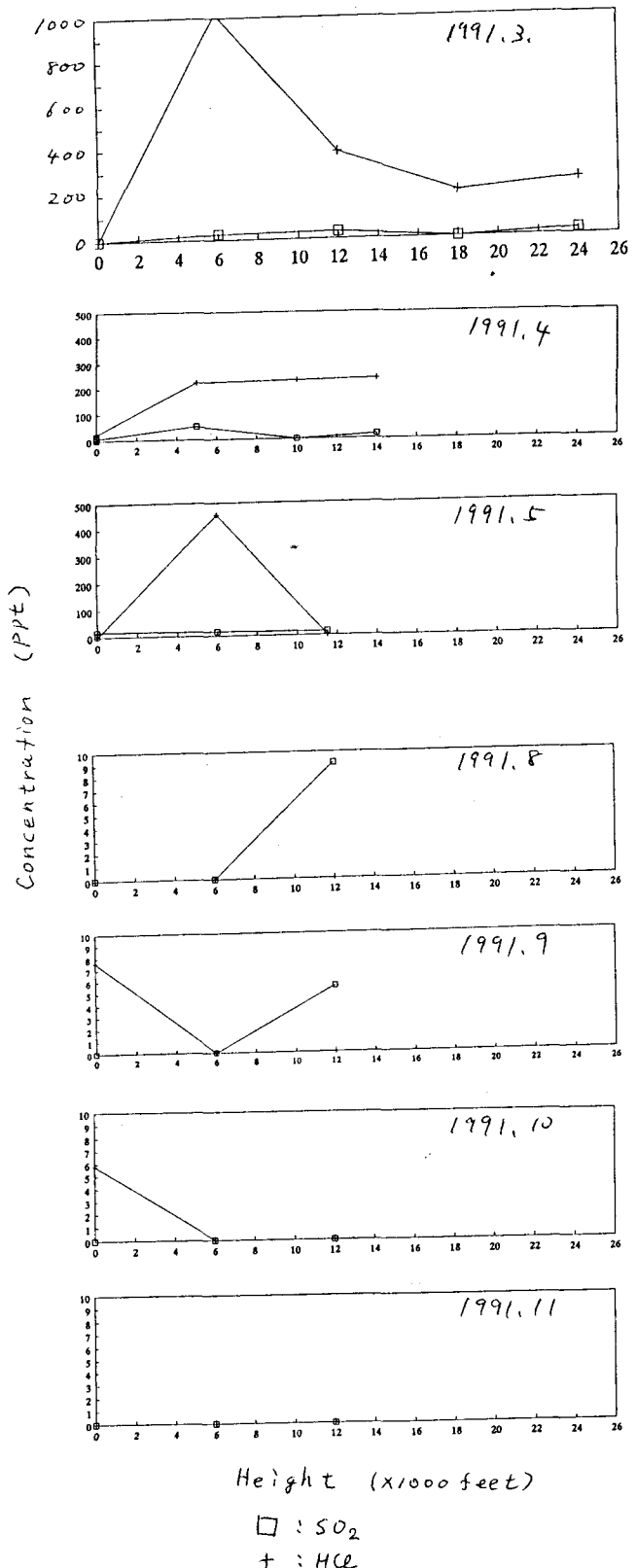
・HClの濃度は2km付近にピークがある。

などである。

これらの結果は、SO₂については夏はDMSの光化学反応による生成と雪氷面への沈着、冬季は成層圏からの流入によって分布がつくられていること。HClに関しては、夏季に海塩粒子が高度2km付近までにSO₂等の吸収によってCl-lossを起こし、地表面近くでは雪面等への沈着により濃度の低下がおきていることなどを示唆している。

ただし、SO₂、HClともに、検出限界に近いところで分析結果が得られており、今後、分析法やサンプルリター手法を再検討する必要がある。

当日は、170V組成分析、イオンフィルターによって得られた170Vの電子顕微鏡による分析結果等もあわせて報告する。



昭和基地での大気微量成分の観測

永尾一平¹、古賀聖治²、田中 浩¹、青木周司³

(1: 名大大気水圏研、2: 資環研、3: 極地研)

1. はじめに

34次越冬期間中、昭和基地においてガスクロマトグラフ質量分析計（以下GCMS）を使ってDimethylsulfide（以下DMS）等の有機硫黄化合物を中心に大気微量成分の観測を行った。

南極大陸上で採集されたエアロゾルの分析の結果、硫酸エアロゾルが多く存在していることが明らかになっており、その起源の一つとして海洋の植物プランクトン（藻類）が放出するDMSが大気中で酸化され、メンスルホン酸（MSA）や二酸化硫黄を経て硫酸エアロゾルになったものであると考えられている。また、南極大陸を取り巻く海域は、植物プランクトンが豊富でしかも暴風帯であることから、海から大気へのDMSの放出が大きいと考えられる。従って越冬観測ができる昭和基地においてDMS等の硫黄化合物を年間を通して観測し、濃度の季節変化を明らかにすることは重要である。また、GCMSは硫黄化合物ばかりでなく、吸着剤に捕集され回収された全ての物質の情報が得られることから、毎年、春季に昭和基地の地上オゾン濃度が1、2日間ゼロ近く下がる現象が報告されており、この現象と関連する物質を調べることも可能である。

観測は7月末から翌年1月下旬までの約半年間行った。

ここでは、観測方法及び解析途中の観測結果の一部を紹介する。

2. 観測方法

観測棟の北東側（卓越風風上側）に空気取入口を設置し、ここから外径8mm長さ約30mのテフロンチューブで外気を吸引した。この外気はテナックスGCを詰めた濃縮管で濃縮（0℃）し、その後240℃に加熱してGCに送り分析した。分析の時のバルブの開閉、濃縮管の冷却、加熱、GCのスタート等の操作は、タイムシーケンスを記録したソフトウェアにより自動的に繰り返されるようになっている。

また、カラムはPoraPLOT-Qで、昇温法により分析し、質量分析計での測定対象とする分子量は40

～250とした。また、外気分析の前後はDMS等の標準ガスの分析を行った。

GCMSに直接注入した場合は各物質の再現性はよかったが、濃縮管を含めた濃縮装置及びステンレスチューブを流路に使ったシステム全体の再現性は、DMSなどの吸着し易い物質は再現性が不安定であった。そこでステンレスチューブのヒータリング（100度程度）、タイムプログラムの改善などによりDMSの再現性を向上させた。

3. 観測結果

DMSは、1月の6、7日そしてわずかだが27日に検出されただけであった。

DMSが検出されたときの62の7分間の変化（図1）、その時の昭和基地の風向、風速（図2）、総観場の地上天気図（図3）を示す。また、図4に1月7日午前6時30分に分析した大気のトータルグラムを示す（図4）。

これらの資料によると1月6、7日にDMSが検出されたのは、海氷の後退、総観場での低気圧の接近及びそれに伴う昭和基地への開水域からの大気の移流等の条件が揃ったことによると思われる。発表までに他の物質に関する情報も得られる予定である。

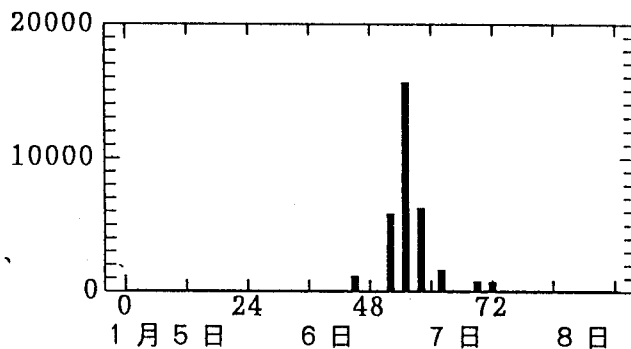


図1 DMSの62の7分間の変化

（縦軸はarbitrary unit）

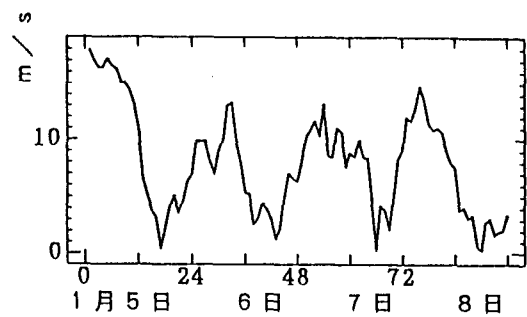
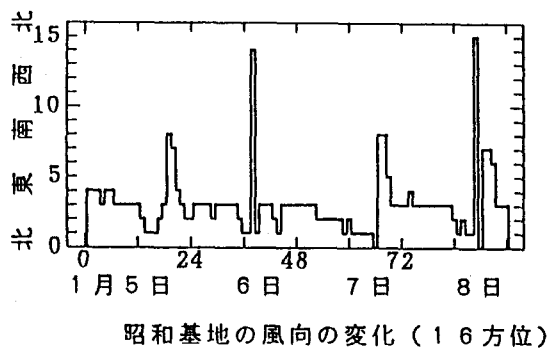


図2 1994年1月5日～8日の風向、風速

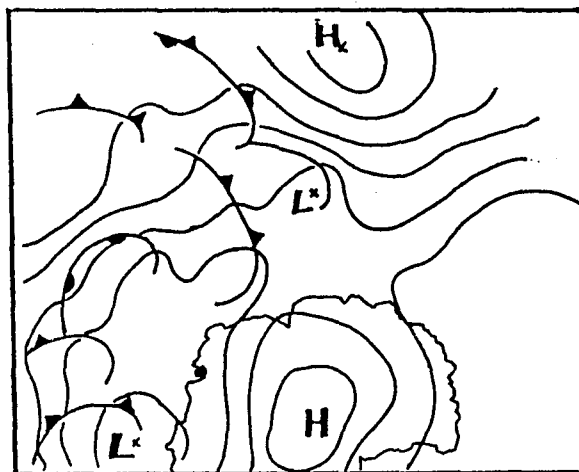
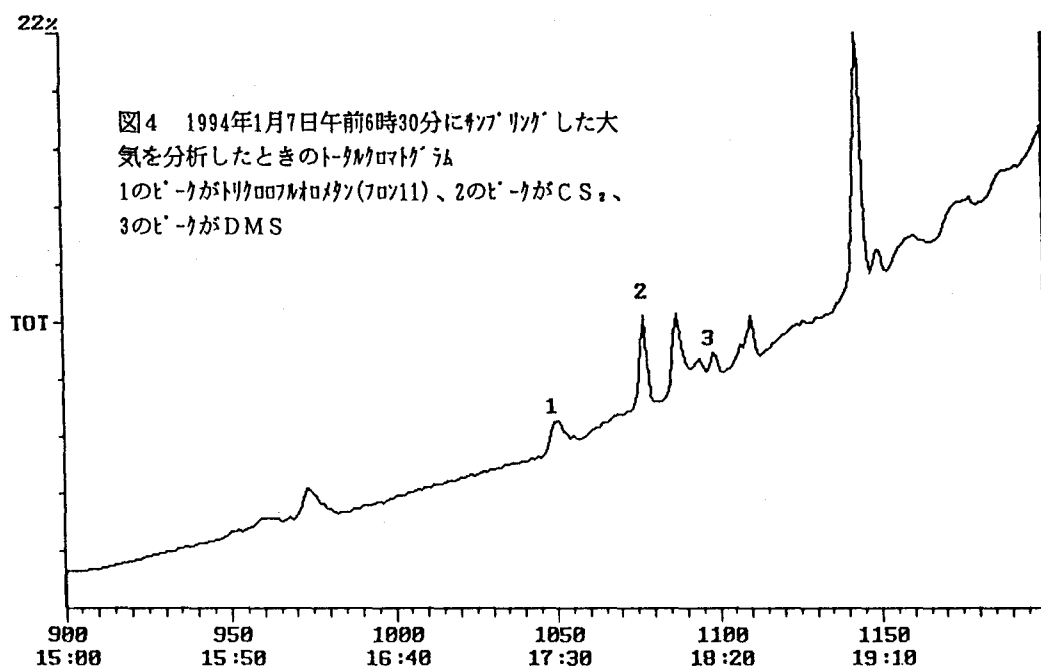


図3 1994年1月7日0時 (GMT) の地上天気図 (●印が昭和基地)



南極昭和基地における成層圏二酸化窒素とオゾン観測

小池真、近藤 豊、中島英彰、津久井健太 (名大STE研)
青木周司、山内恭 (極地研)、永尾一平 (名大大気水圏研)

1. はじめに

1990年3月から昭和基地において可視分光器による成層圏二酸化窒素(NO_2)とオゾンの観測を開始した。今回は1993年の観測と、現在までに得られている1994年のデータについて、プレリミナリーな解析の結果を報告する。

2. 1993年の結果

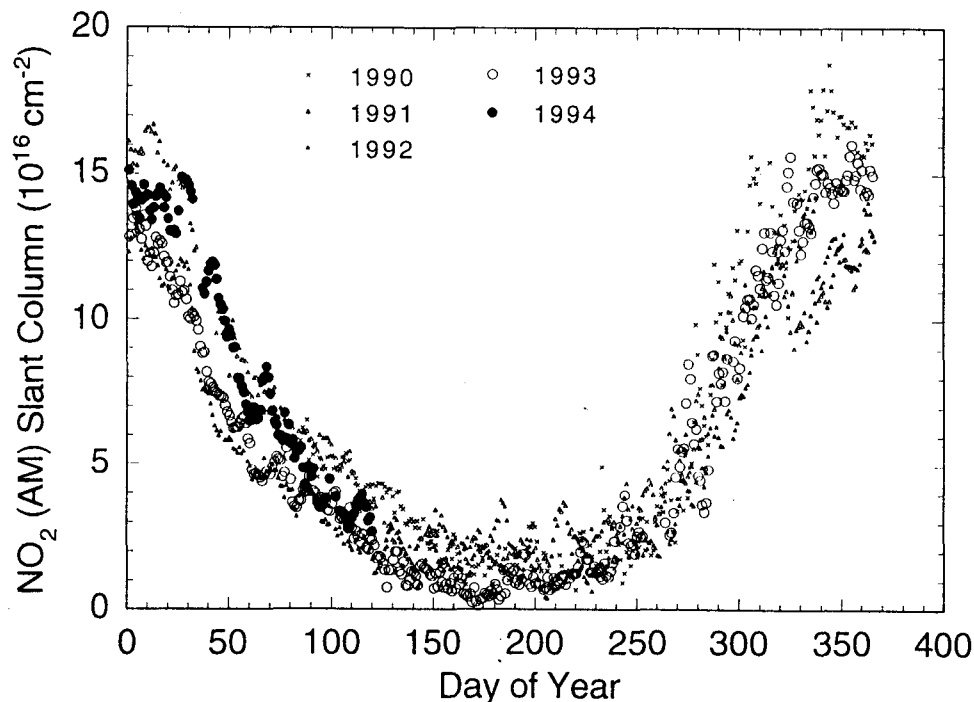
下図に見られるとおり、これまでの4年間の観測の結果によると NO_2 は冬に極小値となる大きな季節変化をもっている。また春先の NO_2 の増加は秋の減少の割合と比較すると約2~3倍遅い。これは主として冬の間PSCs上に NO_y が閉じこめられさらに脱窒室により成層圏から除去されてしまうことによる。また1991年10月以降にはピナツボ火山噴火によって増大した硫酸エアロゾル上の不均一反応による NO_2 の減少が観測されている。1991および1992年の夏はともに1990年の夏に比べて NO_2 の値が小さい。これはニュージーランドなど南半球中緯度で観測された NO_2 の減少と一致する。また1992年の秋にはこの多量の硫酸エアロゾルの結果、非常に少ない NO_2 が観測されている。

しかし冬の間は上記のPSCs上での不均一反応が卓越するため、特に大きな差は認められない。

1993年の観測結果で特徴的なことは、第一にピナツボ起源の硫酸エアロゾルの量は1992年に比較して少なくなかったと考えられるにも関わらず、1992年と同じぐらい低い NO_2 の値が秋に観測されていることである。第二には、極夜においてこれまで最も低い値が観測されたことである。後者については、1993年にはより極渦内に孤立していた大気を観測していたということが原因として予想されるが、現在解析中である。

3. 1994年の結果

1994年の4月までの結果によると NO_2 の量は3月中旬まではほぼピナツボ噴火前のレベルまで回復している。しかしそれ以降急激な減少が見られ、1992年、1993年のレベルに近い値となっている。ピナツボ起源のエアロゾルが減少していく中で、どのような化学反応過程が観測されたような1992年~1994年の秋の季節変化の差を生み出しているのか、現在解析を行っている。



カナダ・ユーレカ基地におけるHCl、HF全量観測

牧野 行雄 (気象研)・H. Fast (AES)・近藤 幸治 (高層台)

二階堂義信 (気象研)・忠鉢 繁 (気象研) 佐々木 徹 (気象研)

1. はじめに

北極成層圏の状況を調べるために、カナダ・ユーレカ基地において、1993年春より赤外リモートセンシングによるオゾン層光化学成分の測定を実施中である。南極と同様な低温条件が存在する極夜期の前後に、北極成層圏内の化学物質、特にハロゲン化合物 (塩化水素; HCl、塩化フッ素; HF) の挙動把握を行う。塩素、フッ素はともにフロン等のハロゲン化炭化水素から供給され、来世紀にかけて増加が見込まれるが、塩化水素は低温下の不均一反応に参与するためフッ化水素と異なる振る舞いをする可能性がある。

2. 実験結果と考察

赤外分光装置 (BOMEM社モデルDA8を基本ベースとする) を用いて秋季 (1993年9月~10月) 及び極夜明けの春季 (1993年3月、1994年3月) に観測キャンペーンを実施した。観測点は、ユーレカ基地から10数キロメートル離れた高度600メートルの山上にある北極成層圏オゾン層観測所 (Arctic Stratospheric Ozone Layer observatory; AStrO, 80°03'N, 86°25'W) である。

秋季観測は1993年9月26日より開始され10月13日までの間に計10日間実験観測を行い、129個のスペクトルを得た。春季観測は1994年3月3日より開始され3月19日の間に計10日間実験観測を行い、72個のスペクトルを得た。また、カナダ大気環境庁研究所のファスト博士により測定が3月末まで継続され、さらに13日間、195個のスペクトルが得られた。

HClの吸収線のある波数2928.86 cm^{-1} 付近及びHFの吸収線のある波数4038.87 cm^{-1} 付近について、等価吸収幅 (単位0.001 cm^{-1}) の計算を行った。この結果を横軸にフッ化水素、縦軸に塩化水素をとったものを図1に示す。全体としてHClについては春少なく秋にやや増加がみられるがその差は小さい。これに対し、HFは昨春 (1993年3月) および今春 (1994年3月) の観測に比べて、秋季は濃度が約半分と極端に低かった。成層圏の活性種 (Ox , NOx , HOx , ClOx) に比べ寿命の長い貯蔵物質 (reservoir;

HCl, HNO_3 , ClONO_2 , O_3 等) は、一般に高緯度に多く、かつ成層圏の循環により春に増加することが考えられる。この点からいえば、HFの測定結果はオゾンと同じく高緯度成層圏で長寿命となる化学成分の典型的季節変動を示したと考えられる。しかし、同じハロゲン化水素であるHClは秋季に比べて春季の増加がなく、むしろ減少気味である。これは春季に成層圏HClの破壊、すなわち低温下の不均一反応によるHCl消滅・活性塩素化が起こったためと考えられる。このことは北極オゾン層の減少の化学的条件が存在していることを意味しており注目する必要がある。

3. 今後の課題

1994年度もユーレカ基地における年2回の観測キャンペーンを継続する。今後、10 μm 域の測定法の改善を目指した実験を行う。

- Eureka (Mar., 1994)
- Eureka (Mar., 1993)
- × Eureka (Sep.-Oct., 1993)

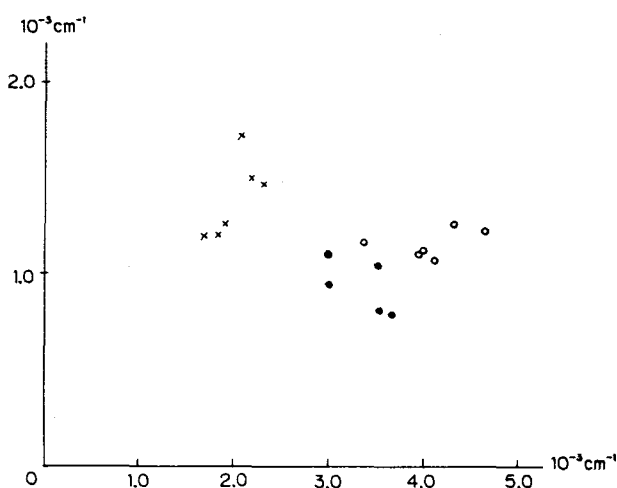


図1 フッ化水素 (HF) の等価吸収幅 (横軸) に対する塩化水素 (HCl) の等価吸収幅 (縦軸)。●印は1994年3月、○印は1993年3月、×印は1993年10月の測定結果。

北極圏ライダー観測 I、年々変動

Lidar Atmospheric Observation at Arctic I: Long Term Trend In Aerosol Content

+岩坂泰信、+柴田 隆、*藤原玄夫、+足立 宏

+Y. Iwasaka, +T. Shibata, *M. Fujiwara, +H. Adachi

+ : 名古屋大学太陽地球環境研究所 * : 福岡大学理学部

+ STE Lab., Nagoya Univ. * Faculty of Sci., Fukuoka Univ.

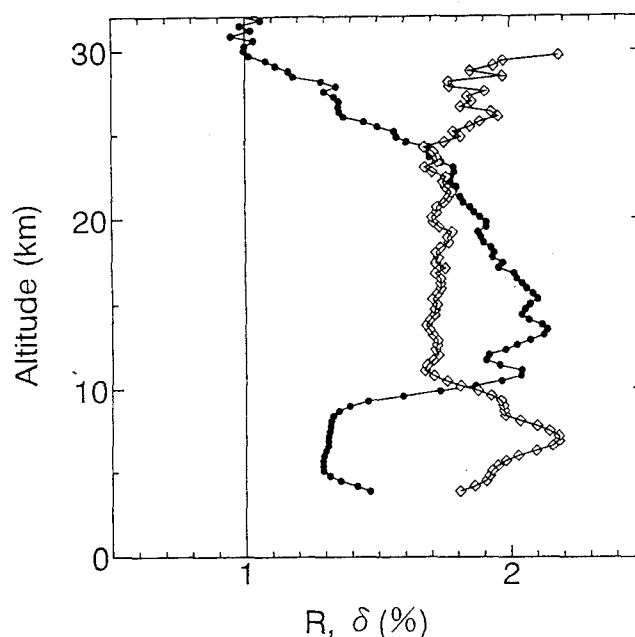
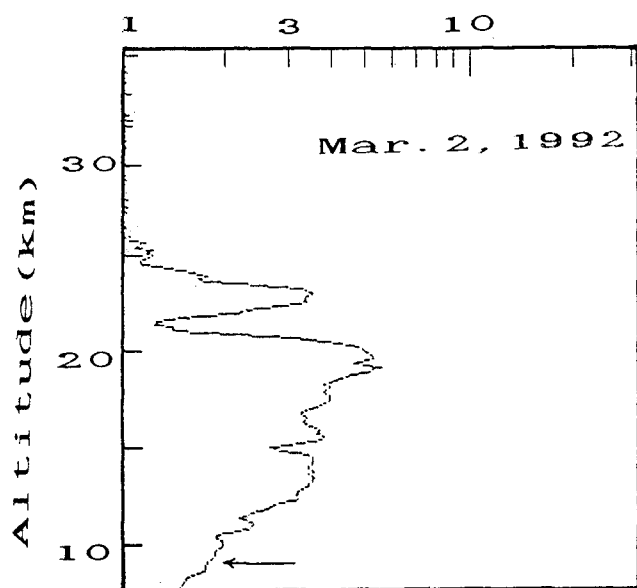
成層圏エアロゾル層の観測をアラスカおよびノルウェーで行なっている。アラスカ基地はアラスカ大学地球物理研究所との共同研究で1991年の12月より開始、ノルウェー基地での観測は1994年1月よりノルウェー大気科学研究所、国立極地研究所協力を得て開始した。双方の基地は、ともに高緯度地帯にあるが大気化学的には際立った違いの生じるところである。アラスカ基地は、冬の間極渦の外側に位置することが多く、ノルウェー（スピッツベルゲン島）基地は冬の間極渦の内側、しかも中心部分に位置することが多い。ここでは、1991年以來のアラスカでの観測結果を概観し年々変動を議論する。

1991/1992年の冬は、ピナツポ火山噴火の影響が急速にあらわれた時期で、散乱比が5近くになった時もあった。

1992/1993年の冬は、散乱比はしばしば3近い値を取ったがそれを大幅に越えるものはなくなっている。

1993/1994年の冬は、散乱比で2を越えるものがなく年々ピナツポ火山噴火の影響は軽減していると考えられる。しかし、しばしば1.5に近い値を取っており以前としてこの地域が乱された状態にあることを物語っている。

成層圏エアロゾル濃度の高度変化を見ると、1991/1992の冬の主層がきわめて異常な形状（上部が下部より混合比が高い等）にあった、が以後はそのような傾向は見られていない。しかし、20-25 kmの間でしばしば単寿命（数日）のエアロゾル層があらわれる現象は、依然として続いている。



第1回と第3回の観測時の最大の散乱比を観測したときの濃度分布

左：1992年3月2日

右：1994年2月15日

西太平洋域における大気中のCO₂の炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ の変動

森本真司¹、中澤高清²、青木周司¹、田中正之²

(¹極地研、²東北大・理)

1. はじめに

地球表層における炭素循環を定量的に把握するためには大気中のCO₂濃度の観測に加え、大気-海洋間及び大気-陸上生物圏間のCO₂交換量についての情報を持つCO₂の炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ の観測が必要である。我々は1984年から1991年まで西太平洋域において採取されたCO₂試料を用いて大気中のCO₂の炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ を測定し、その時間的・空間的変動について考察を加えた。

2. 測定方法

本研究で用いた大気試料は、日本-オーストラリア間及び日本-北米間に就航しているコンテナ船上で採取された。コンテナ船のおおよその航路を図1に示す。採取された大気試料は実験室に持ち帰り、CO₂、CH₄、CO及びN₂Oの濃度を決定した。さらに気体成分の凝固点の違いを利用したCryogenic法によって大気試料からCO₂のみを精製し、質量分析計MAT- δS を用いてその同位体比を測定した。測定精度は、 $\delta^{13}\text{C}$ について0.02‰以内であった。CO₂試料中に混入しているN₂Oの影響を補正するために、 $\delta^{13}\text{C}$ の測定値に0.22‰を加えた。

3. 結果と考察

図2に、5緯度での $\delta^{13}\text{C}$ の測定値とベストフィットカーブ及び経年変化を示す。北半球と赤道において、 $\delta^{13}\text{C}$ は経年変化成分に重畳した明瞭な季節変化を示す。平均的な季節変化の振幅は北緯55度で約0.8‰であり、南下するにつれて減少し赤道では約0.2‰であった。季節変化の極小値、極大値は北緯40度以北でそれぞれ4月初旬及び8月下旬に現れ、南下するに従ってその位相は遅れていた。このような $\delta^{13}\text{C}$ の季節変化は、CO₂濃度の季節変化(Tanaka et al., 1987)と非常によく対応している。また、 $\delta^{13}\text{C}$ とCO₂濃度の季節変化を比較すると、CO₂濃度の変化に対する $\delta^{13}\text{C}$ の変化率はすべての緯度帯で-0.05‰/ppmvに近い値であった。このことから、北半球及び赤道でのCO₂濃度の季節変化は、大気-陸上生物圏間のCO₂交換量の季節変化に起因することが明らかになった。

図2に示されているとおり、化石燃料起源の¹²CO₂を多く含むCO₂が大気に加えられているために、 $\delta^{13}\text{C}$ はすべての緯度帯で経年的に減少している。本研究で得られた経年変化成分についての、CO₂濃度の増加に対する $\delta^{13}\text{C}$ の変化率は-0.020‰/ppmvであった。これは、Fanning Is. (2°N), La Jolla (33°N) (Mook et al., 1983)及び日本上空の対流圏(Nakazawa et al., 1993)で得られた変化率とほぼ一致する。ベストフィットカーブから計算された $\delta^{13}\text{C}$ の年平均値の緯度分布を図3に示す。 $\delta^{13}\text{C}$ の年平均値は、北半球中緯度で最も低く、南下するに従って徐々に増加し、南半球ではほぼ一定の値となる。このような緯度分布は、CO₂濃度の分布(Tanaka et al., 1987)とよく対応しており、北半球中高緯度の先進国から化石燃料起源のCO₂が大量に大気中に放出されていることを反映している。

図3から、 $\delta^{13}\text{C}$ の経年変化は不規則な変動を伴っていることがわかる。特に、1986年から1988年にかけてすべての緯度帯で約0.1‰の減少が観測された。この $\delta^{13}\text{C}$ の急激な減少は、1986/87 ENSOイベントに関連したCO₂濃度の急激な増加と対応している。また、ENSOイベントと対応した $\delta^{13}\text{C}$ の急減は、Mauna Loa (20°N), South Pole (90°S)でも観測されている(Keeling et al., 1989)。このような、CO₂濃度の不規則な変動の原因を推定するために、Box-Diffusion Modelを用いてCO₂濃度と $\delta^{13}\text{C}$ の不規則な変動成分を定量的に比較した。その結果、CO₂濃度の経年変化にみられる不規則な変動は、大気-陸上生物圏間のCO₂交換量の変動に起因していることが明らかになった。

参考文献

- Keeling, C. D., R. B. Bacastow, A. F. Carter, S. C. Piper, T. P. Wholf, M. Heimann, W. G. Mook and H. Roeloffzen (1989) A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1 Analysis of observed data. AGU Monograph 55, Washington, American Geophysical Union, 165-236.
- Mook, W. G., M. Koopmans, A. F. Carter and C. D. Keeling (1983) Seasonal, latitudinal and secular variations

in the abundance and isotopic ratios of carbon dioxide 1: Results from land stations. *J. Geophys. Res.* 88, 10915-10933.

Nakazawa, T., S. Morimoto, S. Aoki and M. Tanaka (1993) Time and space variations of the carbon isotopic ratio of tropospheric carbon dioxide over Japan. *Tellus* 45B, 258-274.

Tanaka, M., T. Nakazawa and S. Aoki (1987) Seasonal and meridional variations of atmospheric carbon dioxide in the lower troposphere of the northern and southern hemispheres. *Tellus* 39B, 29-41.

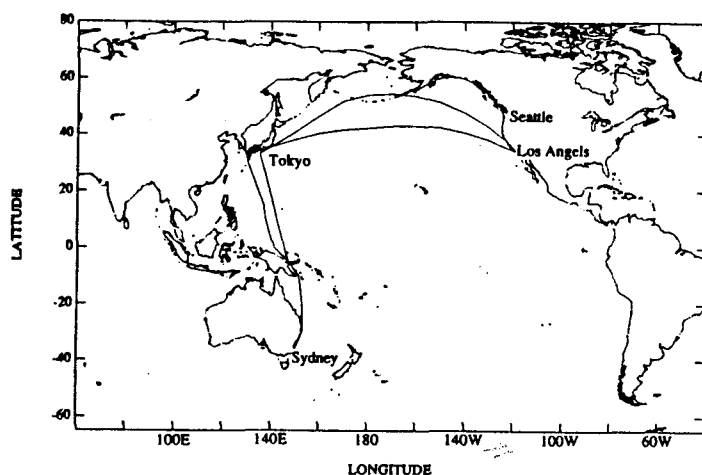


Fig.1 Approximated cruise tracks of container ships

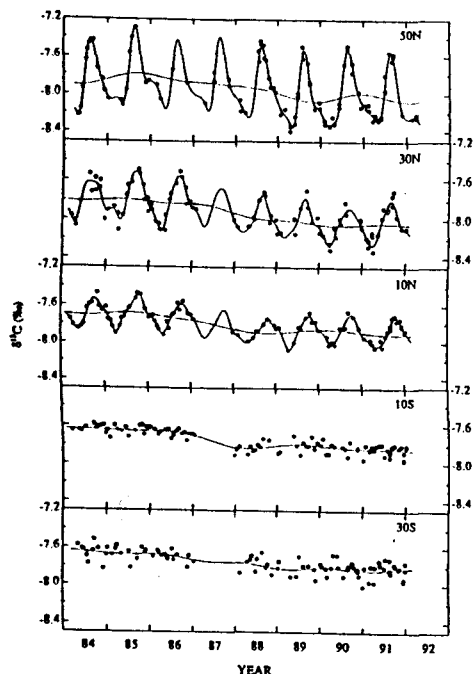


Fig.2 $\delta^{13}\text{C}$ of atmospheric CO_2 at respective latitudes in the western part of the Pacific Ocean. Open circles represent measured values of $\delta^{13}\text{C}$, thin lines the best fit curves to the data and broken lines the long-term trend.

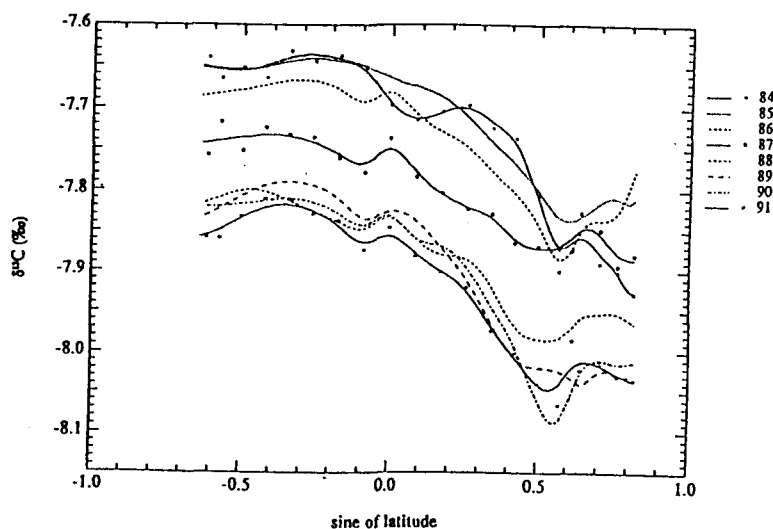


Fig.3 Annual mean $\delta^{13}\text{C}$ values of atmospheric CO_2 at latitudes between 55°N and 38°S in the western Pacific region. The values of 1987 were plotted for reference, because no data was taken in this year.

氷床表層（ドームF）における化学物質の挙動

中村一樹（野外科学（株））

上田豊，中尾正義（名大・大気水圏研）

東久美子（長岡雪氷防災実験研）

コア解析を行ううえで、積雪中での物質の続成作用について明らかにすることは重要である。つまり、積雪表面の雪が、変態しフィルムを経て圧密により氷になるまでの過程における物質の挙動について知ることは、コアの深い部分の物質測定から得られた結果を解釈するうえで非常に重要であると言える。

そのため、これから深層コア掘削が始まる南極氷床ドームF地域の表面積雪における雪結晶成長時の化学物質（主要な陰イオン： NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- ）の挙動について、ドームF地域の表層ビットサンプル、コアサンプルを用いて研究した。

その結果、以下の結論を得た。

ドームFでは、堆積後の雪結晶成長時に、雪結晶の昇華蒸発した部分に含まれていた NO_3^- は、大気中へ放出されると考えられる。大気中へ放出される原因は、雪結晶中の NO_3^- の存在状態、光化学反応、雪結晶成長時の HNO_3 の挙動などに関係していると考えられる。

SO_4^{2-} は、堆積後雪結晶成長時にもその影響を受けずに残ると考えられる。したがって、季節変動から年層が識別でき、年代決定に利用できる。

Cl^- は、浅い部分（0～1.4 m）では季節変動が存在するが、深い部分（8～10 m）では季節変動はほとんど分からなかった。

雪と化学物質の挙動の関係について、さらに理解するためには、今後の現場での観測とともに室内実験も必要であると考ええる。

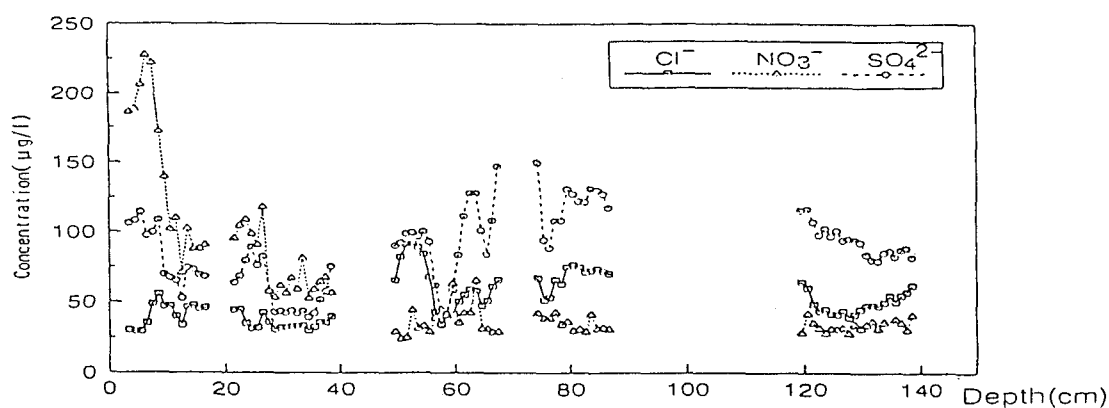


図 ドームF表層ビットサンプルの陰イオン濃度プロファイル

南極H15コアを用いた過去250年間の 大気中CO₂、CH₄およびN₂O濃度の再現

*町田敏暢¹・中澤高¹・田中正之¹・藤井理行²・青木周司²・渡辺興重²

(¹東北大・理、²極地研、※現:環境研)

はじめに

1991年に第32次日本南極地域観測隊によって南極H15地点(69°05'S, 40°47'E, 1057m a.s.l.)において120mのアイスコアが掘削された。H15は南極大陸の沿岸部に位置しているために、年間の積雪量が大きく、高時間分解能での氷床コア分析が可能である。本研究ではH15コアの気泡中の空気を抽出、分析することによって、過去250年間の大気中CO₂、CH₄およびN₂O濃度の詳細な変動を明らかにした。

結果と考察

図1にH15コアから得られたCO₂濃度の変動を示す。1720年から1780年のCO₂濃度の平均値は279.3±0.7ppmvであり、みずほコアから得られた1745年、1709年の濃度である279.1ppmv、278.5ppmvと良く一致している。1780年以降、CO₂濃度は上昇を始め、1900年からは急速に増加し、1961年には316.8ppmvに達している。本研究で得られたCO₂濃度の変動はサイプルコアから得られた変動と、1800年付近を除いて極めて良い一致を示す。18世紀後半に見られるCO₂濃度のわずかな上昇は当時の比較的高い気温に起因しているらしい。

本研究で抽出した空気中のCO₂の炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ は、18世紀に-6.9~-6.6‰であったものが20世紀中葉には-7.4‰にまで減少しており、化石燃料の燃焼や、森林の減少によって大気中のCO₂濃度が増加したことを示唆している。

図2にH15コアから得られたCH₄濃度の変動を示す。1725年の699ppbvは、みずほコアの1310年から1727年までの濃度である701±9.9ppbvと一致している。CH₄濃度は1732年から単調に増加し、1969年には1252ppbvに達している。濃度増加が20世紀に入って急激になっている点はCO₂の変動と同様であるが、CO₂濃度のような18世紀後半の増加はCH₄濃度には見られない。本研究で得られたCH₄濃度の変動はサイプルコアやDE08コアから得られた変動と増加の傾向は似ているが、それぞれの絶対濃度はわずかに異なっている。これはそれぞれのグループが使用している標準ガス、あるいは空気抽出方法に問題があると思われる。

図3にH15コアから得られたN₂O濃度の変動を示す。1744年のN₂O濃度である273ppbvはみずほコアから得られた、9000~3000年前の265±8ppbvや1639年の269ppbvに比べて、やや高い値を示す。このことから、N₂OはCO₂やCH₄と違って18世紀以前から濃度増加を始めていたと予想される。N₂O

濃度は1730年から1840年までは比較的安定していたが、19世紀前半から一方的に増加を始め、1964年には293ppbvに達する。本研究で得られたN₂O濃度はこれまでに他のグループによって為された氷床コア分析の結果より、極めてばらつきが小さく、信頼度が高いと考えられる。また、その絶対値はこれまで発表されたどの結果よりも低く、1990年のIPCC報告書に記載されている工業化以前のバックグラウンド濃度である285ppbvを支持しない結果となった。

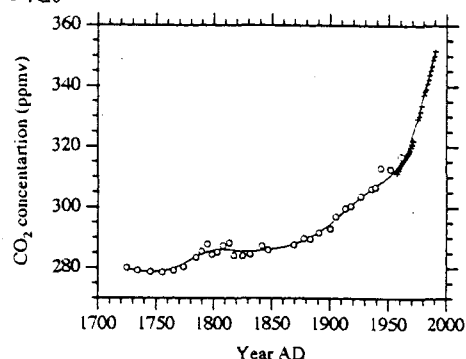


図1. 過去250年間の大気中CO₂濃度の変動。○及び+はそれぞれH15コア、南極点での直接観測から得られたもの。実線はこれらの値をラインシュタイプのスプライン関数でフィッティングしたもの。

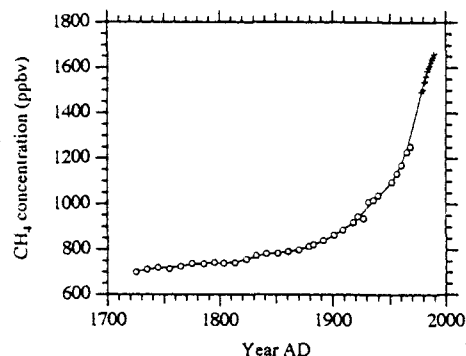


図2. 図1に同じ。但しCH₄濃度の変動。また、+はケーブリングでの直接観測から得られたもの。

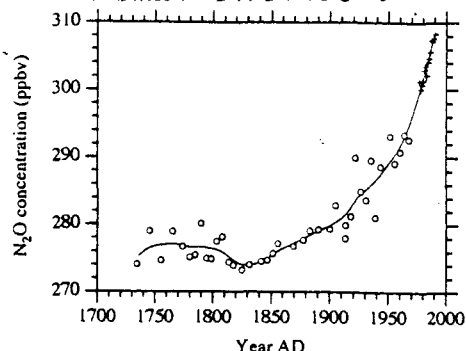


図3. 図1に同じ。但しN₂O濃度の変動。また、+は南極点でのフラスコサンプリングから得られたもの。

グリーンランドSite-J氷床コアの化学組成と気候変動との関係

五十嵐誠（総研大極域科学），藤井理行（極地研），鈴木啓助（都立大理），
神山孝吉，渡辺興亜（極地研）

1. はじめに

1989年の5月から6月にかけて、グリーンランドSite-J(66°51.9'N, 46°15.9'W)において掘削された氷床コアは、これまで年間堆積量、火山噴出物やトリチウム濃度等を元にコアの堆積年代を推定していたが、藤井他（本シンポジウム発表）は、酸素同位体組成($\delta^{18}\text{O}$)の季節変動、およびコア中に含まれるダスト量の年々変動から誤差1年程度と思われる、さらに正確な堆積年代推定を行なった。

この堆積年代を用いることで、氷床コア中に含まれる化学組成成分濃度の変動と気候観測データを対応させることが可能になったので、両者の関係から考えられるSite-J周辺の気候・大気環境を復元を試みた。

2. 研究方法

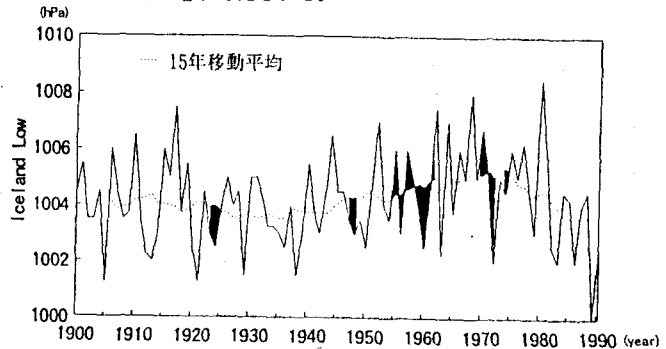
大気環境の年々変動を把握するため、氷床コア中の主要成分濃度(Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-})をイオンクロマトグラフによって測定した。また、気候観測データのある今世紀について、年毎に平均した北半球気圧配置図をNCAR編集の北半球気圧 $5^\circ \times 5^\circ$ グリッドデータと気象庁数値予報課作成の $5^\circ \times 5^\circ$ グリッドデータを元に作成し、さらにSite-Jに最も近いグリッドの気温プロファイルを、Jones, P.D 作成の北半球気温データより作成し、氷床コア解析結果との関係を検討した。

3. 結果と考察

非海塩性起源の硫酸(nssSO_4^{2-})の濃度の今世紀における変動を第1図に示す。図中の実線は15年移動平均である。この nssSO_4^{2-} 濃度の変動は他の北極域の氷床コア中にもみられ、1950年頃からの濃度上昇は火山起源によるものを除くと、主に化石燃料を燃焼したときに放出される硫酸の絶対量が増加していると考えられる。

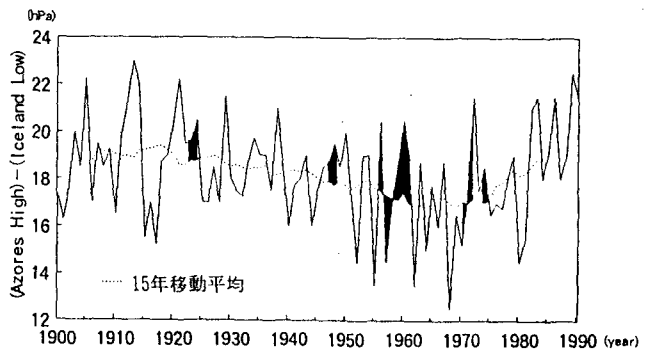
次に、個々の分析値をみると、ところどころ、15年移動平均をかなり下回る分析値もいくつか検出される(第1図中黒丸)。これらの点は、第2図で示したアイスランド低気圧の中心気圧が15年移動平均に比べて低い時期、すなわちアイスランド低気圧が発達した時期とほぼ一致している。また、第3図に示したアイスランド低気圧とアゾレス高気圧の中心気圧間の気圧傾度(北大西洋上の気圧傾度)が大きくなった時期とも、ほぼ一致することがわかった。このような気圧配置になると、グリーンランド周辺域は極方面からの移流が強められる。

この極方面からの移流が強まったことは、同時期にSite-J周辺の気温(第4図)が、1960年頃を除き低下していることからみても裏づけられる。さらに、同コアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルの夏季と思われるピークが明瞭でないとも一致している。したがって、 nssSO_4^{2-} が低濃度を示すサンプル(第1図中黒丸)の堆積当時は、グリーンランド周辺の大気の循環は極域からの移流が強まり、低中緯度の汚染された大気の影響をあまり受けなかった時期であったことが考えられる。



第2図 アイスランド低気圧の中心気圧の変動

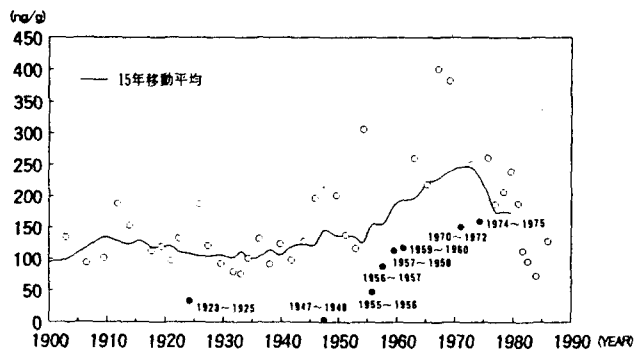
(図中黒く着色した箇所は nssSO_4^{2-} 濃度が小さい年に対応)



第3図 アゾレス高気圧とアイスランド低気圧の

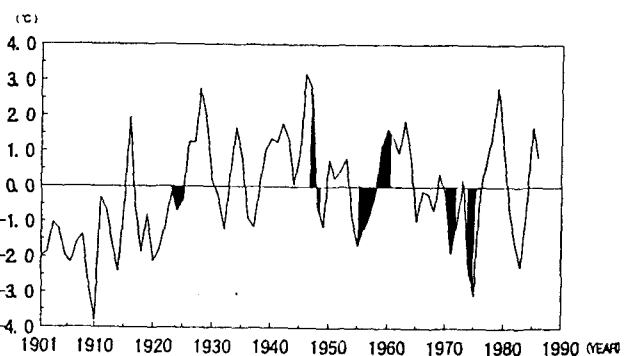
中心気圧間の気圧傾度の変動

(図中黒く着色した箇所は nssSO_4^{2-} 濃度が小さい年に対応)



第1図 今世紀における nssSO_4^{2-} 濃度プロファイル

(図中の黒丸は15年移動平均から $\pm\sigma$ 濃度が小さいものを示す)



第4図 Grid Point (65°N, 45°W)の年平均気温偏差の変動

(図中黒く着色した箇所は nssSO_4^{2-} 濃度が小さい年に対応
1951年~1970年の平均気温からの偏差)

マイクロ波レーダー(SAR)による南極氷床の研究(II) Studies on Ice Sheet by SAR Images

西尾文彦(北海道教育大学)、渡辺興亜、古川昌雄(極地研)
高橋晃(通総研)、長幸平(東海大)

1. はじめに

極地におけるリモートセンシングを応用した雪氷研究手法の中でもマイクロ波レーダーによるリモートセンシングはたいへん興味を持たれている手法であり、ヨーロッパのERS1および日本のERS1搭載の合成開口レーダーの衛星データが利用可能になり、急速に応用研究が進展した。マイクロ波のセンサーは空間的・時間的な雪氷の変動特性を研究する上で非常に有用な手法である。なぜならば、雲の影響をほとんど無視できること、また、夜間においてもデータの取得が可能であるからである。

なかでもマイクロ波レーダーによる極域における雪氷の調査は、衛星の合成開口レーダー(SAR: synthetic aperture radar)の画像データが提供され、急速にその事例解析が進み研究が進展しつつある。SAR画像は氷河・氷床の動力学的な状態を表わしているらしいことや、雪氷表層の重要な雪氷学的な様相を示している。それはマイクロ波が表層の雪氷中を透過するために、ある深さまでの氷河・氷床の表層の構造を表わすからである。SARの氷河・氷床研究への有用性は表面流動の様子、氷流、表面融解、クレバスの状況、氷山の生成などの検知にある。また雪氷層では積雪の含水率や融解域の拡がり、粒経、氷板、アイスレンズなどの構造の影響を受ける。

2. Cバンドと可視画像の比較

図1はヨーロッパERS1の昭和基地で受信されたヨーロッパERS1のSAR画像(Cバンド)である。図2はLANDSATのMSS(可視)画像で、どちらも白瀬氷河の西に位置する茅氷河である。分解能はほぼ50m程度。SAR画像では海氷は後方散乱が小さく暗くなっている。一方、氷床上では地形が詳細な構造を示しており氷床の約500m以上の高度では、後方散乱が小さく暗くなっている。SAR画像に比べて、MESSRの可視画像では表面地形が余り明瞭ではなく、ぼやけた感じの画像になっている。SARと可視画像をもとに、氷河氷床の雪氷表層の構造や雪氷の物理的特性、またその検知できる可能性などについて調べることができる。

3. マイクロ波レーダー(SAR)による

雪氷表層の構造

極地の氷河氷床におけるマイクロ波と雪氷との相互作用は、表面の形状(粗さ)や雪氷の電気的性質によって起こる表面散乱と、ある深さまでの雪氷の物理的特性を反映した体積散乱を示す。マイ

クロ波レーダーはまた散乱される電波の強さが角度依存や偏波特性を示す。沿岸近くの再凍結した氷板などの層を含む積雪層の多い雪氷面では小さくなる傾向を示す。SARによる氷河氷床の雪氷表層の構造は表面の起伏、流動の流線、クレバス、氷山、氷河氷床上の氷河湖、また、雪に覆われていても湖やその流路を判別できる。さらに、消耗域や湿った積雪を判別するこ



図1. 1991年12月3日 ERS1 SAR 画像



図2. 1973年12月16日 LANDSAT MSS (4-Band) 画像

とができる。可視画像と同程度の分解能を有した SAR 画像データは、雲に覆われていても、また、昼夜の区別なく雪氷の状況を捕えることができるので、極地域の季節的な変化をも表わしている。雪氷中に深く浸透することから、いままでの可視画像と異なった雪氷研究への応用の可能性を考えることができる。

4. 後方散乱係数(σ^0)の分布

図1のERS1 SAR画像をもとに後方散乱係数(σ^0)を求め、 σ^0 の分布と氷床上的積雪層の構造との関係を調べた結果を示す。入射方向と反対方向への散乱係数を、特に後方散乱係数と呼んでいる。SARデータでは出力カウント値は、後方散乱係数 σ^0 に対応している。図1のSAR画像で3ルック処理された(レベル2.1)デジタル値を(1)に示す校正式に基づいて σ^0 に変換する。

$$\sigma^0 = 20 \log(\text{DN}) - \text{CF}(\text{dB}) \quad (1)$$

DNはカウント値、CFはセンサ固有の定数(65.3)を示す。(1)式によって求めた σ^0 のプロファイルを図3aに示した。南北方向に海氷から茅氷河、そして氷床の積雪層の σ^0 を、図3bには地形断面の概要を模式的に書いた。

海氷では、 σ^0 が $-5 \sim -10 \text{ dB}$ 、茅氷河の表面積雪層では、ほぼ 0 dB を示す。氷床の表面では $0 \sim -15 \text{ dB}$ と急激に σ^0 が小さくなる。

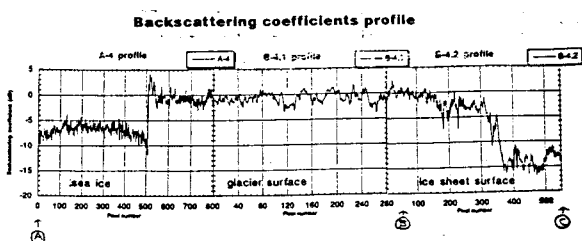


図3a. 後方散乱係数の分布 (左から海氷、氷河、氷床表面からの σ^0 を示す)

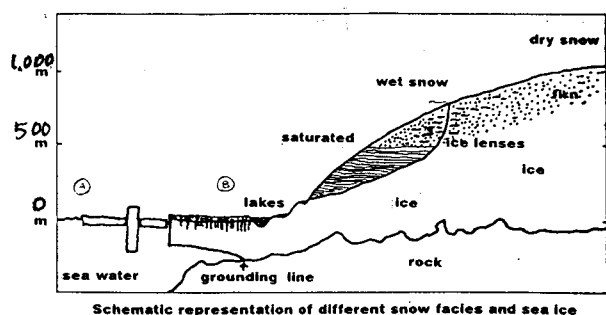


図3b. 地形断面の概要

ERS1 SAR(Cバンド: 5.3 GHz)の海氷の σ^0 の分布は、海氷の年齢や形状によって異なるが、多年性海氷(σ^0 ; -10 dB)、変形した一年氷(σ^0 ; -14 dB)、変形していない一年氷(σ^0 ; -17 dB)、開水面と新生氷(σ^0 ; -17 dB)の値が測定されている。

従って、図3aの値から推定してSAR画像に見える茅氷河の北方の海氷は多年氷であると判断できる。多年氷はブラインが排出され体積散乱を起こすために σ^0 が大きくなる。

氷床の積雪層の散乱のメカニズムから図3aの変化を考えると、まず茅氷河から南に向かって氷床の高度が高くなる。そして σ^0 の小さい、暗い部分は、ほぼ高度 500 m 以上の地域に相当する。ERS1 SAR(Cバンド: 5.3 GHz)の氷床の積雪層での σ^0 の分布は、空間的にも季節変動もするが、ほぼ以下のように考えることができる。沿岸付近の融解域で積雪層内部に凍結して形成したアイスレンズ、氷板、氷塊などは非常に強い後方散乱を引き起こす。また表面の粗さが大きいと、体積散乱に加えて表面散乱も寄与する。こうして茅氷河から沿岸域の高度ほぼ 500 m の氷床の積雪層は、 σ^0 がほぼ 0 dB という値を示している。高度 500 m より内陸にいくと急速に σ^0 が小さくなる。内陸の融解が発生しない乾いた積雪層で、積雪粒子が一様となり体積散乱が支配的になる。さらに高度が高く内陸になると再び σ^0 が大きくなる。積雪層のクラスト層やしもざらめ雪の粒子が寄与し、体積散乱がやはり効く。

マイクロ波の散乱機構には、積雪層の融解による水の存在と、再凍結による積雪層内部の構造の変化および積雪粒子の流径分布とその構成が寄与する。SAR画像データを利用して氷床の積雪層の形成過程とその変動を高分解能で知ることができる。また、マイクロ波の放射機構は温度の関数であり(もちろん積雪粒子にも依存する)、これらのデータを組み合わせることにより氷床の積雪形成と変態の寄りよい調査に応用できる可能性が高い。

5. インタフェロメトリー

(干渉) SAR

SARの画像データは、位相情報の活用の特徴があり、画像形成の過程では複素量のホログラフィックデータとして扱われる。インタフェロメトリー(干渉)SARは、基本的には三角測量と変わらない。2つの衛星軌道から同一目標を観測する場合、第1のアンテナで送受信を行い、第2のアンテナで受信だけする場合を考える。両アンテナの受信信号間には伝搬経路の差による位相差と反射に伴う位相変化が生じる。氷河の動力学への応用も期待が大きく短い期間に数 mm と言う精度の検知能力を持つようだ。いま、茅氷河や棚氷の変動を干渉縞として検出できるか準備を進めているところである。

参考文献

M. Fahnestock, R. Bindshadler, R. Kwok & K. Jezek (1993): Greenland Ice Sheet Surface Properties and Ice Dynamics from ERS1 SAR Imagery. Science, Vol.262, p1530-1530.

高分解能アイスレーダによるアガシ氷丘の内部観測

Observation of Inner Layer of the Agassiz Ice Cap with a High Resolution Ice Echo Sounder

水津 武, 前野英生, 岡本謙一, 浦塚清峰

T. Suito, H. Maeno, K. Okamoto and S. Uratsuka

概 要

北極域、カナダ北部やグリーンランドには一年中氷に覆われた地域があり氷丘を形成している。その氷の厚さは百メートル前後から三千メートルにも達する。これらの氷は過去十数万年の間に降り積もった往時の空気、火山灰、花粉などの気候、気象情報を含んでおり、氷を掘削してコアサンプルを取り出し、物理的、化学的分析を行って過去の気候変動の歴史を解明する努力がなされている。

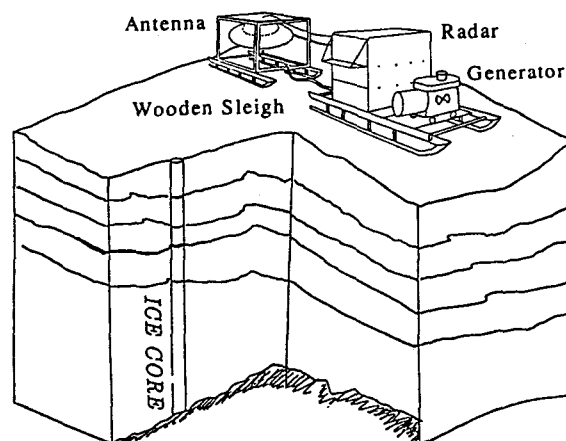


図-1 アイスレーダの観測概念図

氷や雪の内部をレーダで観測すると、

しばしば層状構造が観測される。この層が過去に降り積もった雪のなかに含まれる微量の火山灰であったり、気候の温暖期に一度溶け出し再氷結した氷の層であったり、様々な過去の気象の情報を反映している可能性が考えられる。こうした電波観測による層状構造と、上記のアイスコア分析結果が良い対応するならば、コア解析により確認した氷に含まれる不純物の3次的ひろがり容易に把握でき、氷丘の堆積、流動の様子を知ることができる。

郵政省通信総合研究所は、長岡雪氷防災研、北大、名大と協力して、日加国際共同研究により、カナダ北極群島のエルズメア島アガシ氷丘に於いて、レーダによる氷床内部観測実験を行った。当実験のために、分解能をアイスコアの分析サイズに出来るだけ近づけるよう高分解能化を図った、氷床内部観測目的の高分解能アイスレーダを製作し、1994年4月に観測実験を実施した。

1. 高分解能アイスレーダ

本レーダの最大の特色は分解能を極力向上して、コア解析との比較を考慮したことである。実効パルス幅は7.5ナノ秒、氷の比誘電率を1.78として分解能は氷中約63cmとなる。通常のパルスレーダで同じ到達距離を得るには送信波の尖頭電力数キロワットオーダーと大きくなるために、パルス幅500ナノ秒、ピーク電力10Wのパルスをチャープ圧縮して送信ピーク電力を低くおさえ設計を楽にしている。送信電力が10Wでは、氷中の最大内部層観測可能距離は258mとなる。但し、ベッドロックの散乱断面積は内部層のそれより大きいので、約500mの深さまで観測可能である。周波数は1.2575GHzのL-バンドを用いている。水中への

透過力では低周波が、またアンテナサイズの小型化では高周波が有利という相反する性質を考慮して決定した。アンテナは120cm径のパラボラアンテナを用いている。利得19dB、ビーム幅は大気中15度である。表-1に本レーダの主要性能を一覧にして示す。

2. 実験

レーダによるアイスコア示準面の研究では、コアの化学的、物理的分析による年代識別、往時の気候を含む環境を知る物質が、レーダエコーの強弱と対応するとして、掘削点の近傍を重点的に観測し比較する。従って、標高1710mの頂上掘削点（約北緯81度、西経73度）から、真南2kmの標高1670mの掘削点にかけて、ソリに乗せたレーダシステムを移動しながら、氷床のなかを観測した。この時期、現地での気温が氷点下10～30度なので、レーダその他の機器は保温槽で護る。図-1は実験配置図をあらわす。アンテナ部は、送受信部とは別のソリ付架台に固定し牽引する。なお、架台のアンテナ開口面より下側には金属を用いていない。

Transmitter		
Center frequency	1257.5	MHz
Band width	270	MHz
Peak power	10	W
Pulse width	500	nSec
Repetition Frequency	1	KHz
Receiver		
Band width	270	MHz
Smin.	-88	dBm
Noise figure	2.5	dB
Dynamic range	30	dB
Pulse Compression	7.5	nSec.
Antenna		
Type	Parabolic	
Aperture	120	cm
Gain	19	dBi
Sidelobe level	-20	dB

表 -1 アイスレーダ主要性能

3. 実験結果

アガシ氷丘は、標高1710mの頂上を持ち、東西、南北にそれぞれ数Kmにわたるなだらかなスロープをもつ独立した丘である。頂上付近の氷厚は118m、頂上から真南2Km地点で約350mである。この2地点のコア採取点を含む、頂上から南2Kmと、北1Kmの間を25mおきに観測を行った。また、頂上から東西方向へそれぞれ1Kmづつを25mおきに、その外側1Kmづつは50mおきに合わせて4Kmにわたり観測した。頂上とその南のコア掘削点ではデータ取り込みを深さ方向を分割して高分解能モードで観測した。図-2は、頂上付近での氷床からの散乱波形である。横軸が氷の深さに対応し、

約40mから118mの基盤からのエコーまで氷の内部層からの波形が顕著である。横軸は受信電力を表し、距離補正、電力絶対値補正は未だ行っていない。表面から約40mの間は受信器保護のリミッタがかかっており、このモードでは観測できない。これらそれぞれのピークがコア解析の何に対応するのかは、今後の研究によって明らかにして行く。

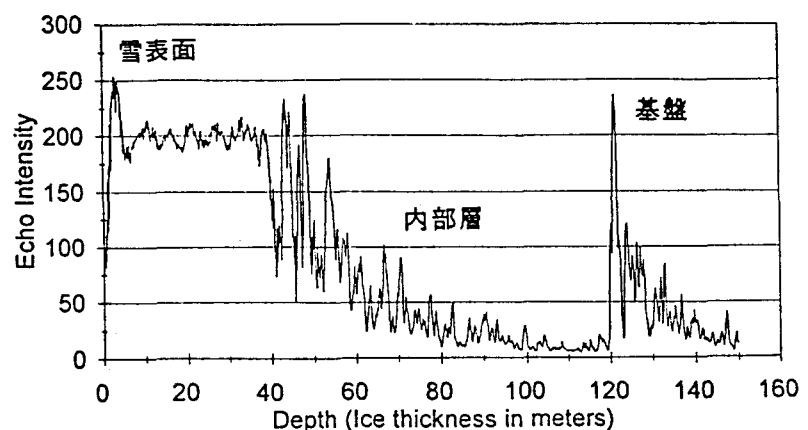


図 -2 アガシ氷丘での内部層観測例

海氷ビデオ映像を用いた広域画像解析

村本健一郎, 滝川誠, 松浦弘毅 (金沢大・工)

遠藤辰雄 (北大・低温研), 小野延雄 (極地研)

1 はじめに

南極域の海氷観測のうち、人工衛星を用いる方法は広域で均質のデータが得られるので、極めて重要である。しかし、衛星データを利用するためには地上観測による検証が不可欠である。本研究では、南極観測船”しらせ”の船上より撮影された海氷ビデオ映像を用いて連続画像処理を行うことにより、衛星データと比較が可能な真上から見た広域海氷画像を求めた。更に、変換された画像を使って、広域の海氷状況の定量化を行った。

2 観測の概要

第30次南極域観測隊ではビデオカメラを船上に配置して海氷状況を撮影した。本研究では”しらせ”の上部操舵室に俯角約10度で設置されたモノクロ CCD カメラによって船の進行方向を撮影した映像を用いて連続処理を行った。

3 解析方法

”しらせ”の進行方向に斜め下向きに取り付けられたビデオカメラにより撮影された映像は俯瞰画像となり、このままでは衛星データとの比較が難しい。そこで、図1に示すように、時間的に連続している複数の映像の船首に近い領域だけを幾何変換し、それらの映像をテンプレートマッチングさせることにより、連続的に真上から見た映像に変換した。この方法では広い領域にわたって変換精度の高い映像が得られる。また、図2のように、変換した画像から船の進行方向1ラインだけの輝度変化を取りだし、その波形からその海域の特徴量を求めた。

3.1 幾何変換

今回用いた幾何変換関係式はハッチカバーの角などの甲板上の既知対象物を基準として求めた。また、内挿法は比較的精度が良く計算が簡単な双一次内挿法を用いた。

3.2 テンプレートマッチング

今回用いたマッチングの評価には一般的に良く用いられる相互相関係数を用いた。また、マッチング時のテンプレートとして mismatching を防ぐために特徴的な部分を選ぶ必要があるが、今回は図1に示すように横方向に長くテンプレートとることにより、特徴抽出処理を省くことができた。

3.3 特徴量

図2のように船の進行方向1ラインの輝度値の変化を取り出し解析データとする。しかし、このままでは海域によって輝度値の情報に片寄りがあるので次のような規格化を行った。輝度値のヒストグラムを取り、全データ数の5%となる上下部分を切り捨て、その輝度値の下限と上限をそれぞれ0、30に割り当て、その間の輝度値データは線形補間を用いて0から30の間に置き換える。このようにして得られた解析データを用いて次のように波形特徴量を求めた。図2の横軸を x 、縦軸を $g(x)$ とする。このとき、適当な値 $x = L_0$ に対して

$$L = \sum_x^{L_0} \sqrt{(g(x) - g(x-1))^2 + 1}$$

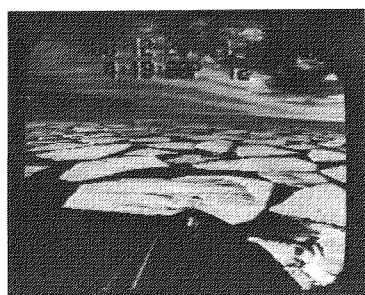
すなわち $x = 0$ から $x = L_0$ までの波形の長さを求め、 L_0/L を計算する。この値は L_0 を大きくすると0~1の間のある値に収束する。この収束した値をその海域の波形特徴量とした。また、この特徴量は上記の式より海域に分布している氷盤の個数を反映する値であるが、氷盤の大きさには関係しないことが分かる。そこで、この波形特徴量とは別に氷盤の量を表す値として、氷密接度を図3のように解析データに適当なしきい値を与え、氷盤と海面に分けることにより求め、これらの2つの値で海域の特徴量を表すことにした。

4 解析結果

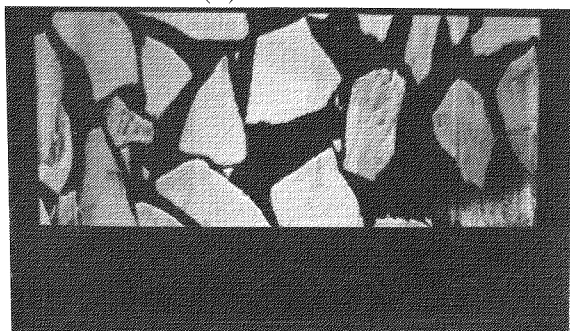
1988年12月26日16時19分～24分の5分間の海氷ビデオ映像を連続解析し、真上から見た映像に変換した。図4(a)は時刻16時19分のときの原画像であり、図4(b)は真上から見た画像に変換した結果である。また、図4(b)の画像の下にグラフはその海域の氷密接度の変化を示している。表1はこの他の海氷の大きさの異なる2つ海域も含めて3つの典型的な海域についてのそれぞれの特徴量である。

5 おわりに

本解析で用いた幾何変換やテンプレートマッチングは、海流や風などによる氷盤自身の動きや船の揺れの影響を受けると考えられるが、今回解析した海域は比較的平穏であったので、良い結果が得られた。また、得られた波形特徴量もその海域の氷盤の個数を反映しており良い結果であるといえる。従って、この波形特徴量と氷密接度の2つの値を用いることにより、ビデオ映像より得られる広域の海氷状況を定量化できるようになった。



(a) 原画像



(b) 変換 画像

図4 解析例

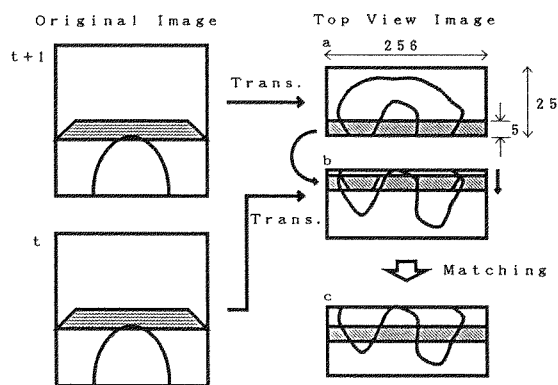


図1 幾何変換およびマッチング

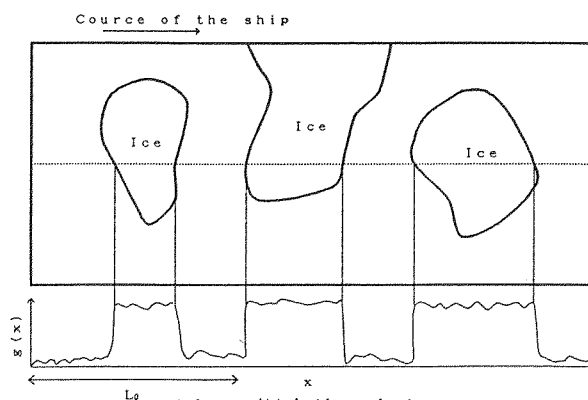
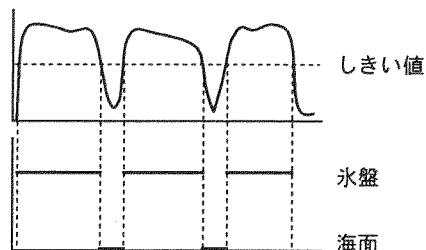


図2 輝度値の変化

規格化解析データ



$$\text{氷密接度} = \frac{\text{氷盤と判断されたデータ数}}{\text{全データ数}}$$

図3 氷密接度の求め方

表1 特徴量

特徴量	3つの海域		
海氷の大きさ	大	中	小
波形による特徴量	0.64	0.52	0.36
氷密接度	0.84	0.78	0.82

Snow microwave remote sensing of Antarctica :
comparison between measurements and modeling.

Sylviane SURDYK

Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de
l'Environnement, BP 96, 38 402
Saint-Martin d'Heres France
Email: Surdyk@glacio.grenet.fr
fax: (33) 76 82 42 01.

Because of its great size, the Antarctic Ice Sheet represents a considerable fresh water resource. Further more, it interacts with the global climate and its old ice contains information on past climate. Past and ongoing research indicates that several Polar snow properties can be mapped by their microwave signature. Microwave radiation has an advantage over visible and infrared radiation in its ability to sense snow surface conditions down to some depth, even through clouds. The satellite data that we used for these study came from the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (aboard the satellite Nimbus 7, 1978-86). As a first step, we compared ground data with the SMMR data. The polarization differences are affected by the stratification of snow (number and nature of layers) ; large polarization ratios correspond to strong stratification, mainly for the lower frequencies. The frequency gradients are linked to the grain sizes as determined from detailed stratigraphies. As a second step, we develop a microwave snow emissivity model. The model is based on the solution of Maxwell's equations through strong fluctuation theory (Stogryn, 1986). A numerical solution is required when snow characteristics change with depth. The snow is considered isothermal with horizontal stratification, isotropic inside each stratum, and with smooth interfaces. The model is used to study the sensitivity of snow density, snow grain size and stratification on the spectral signatures. Results are compared with observed signatures.

東南極、S16~DOME-Fトラバースルート沿いの雪氷観測

本山秀明（極地研）、榎本浩之（北見工大）、宮原盛厚（地球工学）、
庄子 仁（北見工大）、白岩孝行（北大低温研）、
渡辺和夫、生巢国久、池田尚應（国土地理院）

1. はじめに

JARE33から始まった南極氷床ドーム深層掘削観測計画により、S16から内陸600kmにある中継拠点あるいは、さらに400km内陸のドームFまでの物資輸送とトラバース沿いの雪氷・気象観測が行われている。今回は、GPS干渉測位による氷床流動観測と、雪尺による氷床表面涵養量の季節変化について報告する。

2. 観測方法

昭和基地GPS基準点と内陸基本観測点においてGPSの同時観測を行うことで、内陸基本観測点の位置座標が精度良く求まる。1992、1993、1994年の各1月に観測を行い、1年毎の流動量を求めた。なおGPS干渉測位による流動量の測定法と1992年、1993年の解析結果については、古川他（極域気水圏シンポジウム要旨集、1993）を参照。

ルート雪尺は、ルート標識を兼ねて各トラバースルートの2km毎に設置してある。またS16からドームF間の10地点に、36本雪尺網あるいは50本雪尺列を設置してある。雪尺の雪面からの高さの読み取りを各内陸旅行で最低1回行っており、前回測定値との差から氷床表面涵養量を求めた。

3. 氷床流動について

初期解析として、S16、H15、H260、みずほ基地、MD120、MD240、MD364（中継拠点）の7地点で、1994年1月の昭和基地との基線ベクトルを求め、1年前の基線ベクトルとの差から1年間の流動ベクトルを求めた。現段階ではまだ荒い計算であるが、表1で見られるように、2年間の流動量には有意な差はなかった。鉛直方向の差を議論するために、詳しい解析を行っている。

4. 氷床表面涵養量について

表2に雪尺網・雪尺列のS16~ドームF間の涵養量を示す。秋から冬の間に堆積し、春から夏にかけて消耗していることがわかる。堆積環境の指標として、過去にYamada and Wakahama (1981)、Satow(1985)らが解析している様に、雪尺網・列の涵養量の標準偏差を計算

表1 初期解析による氷床流動量

地点	流動量(m)	
	1992.1→1993.1	1993.1→1994.1
S16	5.7	-
H15	9.0	6.6
H260	15.4	13.4
みずほ基地	23.9	20.6
MD120	18.1	17.1
MD240	8.4	9.0
MD364	4.1	3.7

した。H260までは、標準偏差に比べて涵養量が多い（連続涵養帯：南極の科学、氷と雪）。S122とZ4が平均涵養量に比べて大きく、涵養量の変動が活発な雪面であることがわかる（分散涵養帯）。みずほ基地、MD180、MD364は光沢雪面の発達している地域に雪尺列が設置されているので、ときどきドリフトが付くくらいで表面の変動は少ない。MD560、DF80は、標準偏差が小さく、一様に堆積していることがわかる（静穏涵養帯）。

この解析をS16~ドームFの2km毎のルート雪尺による涵養量について行った。図1に40km毎に平均した年間堆積量の平均値とその標準偏差を示す。涵養量に比べて標準偏差がZルートからMD300まで大きくなっており、涵養量の地域による差異が大きいことがわかる。実際、内陸旅行のルート走行において、ZルートとMD60からMD320までの雪面が悪く苦勞した。雪面状況を定量的に解釈する方法として古川他（1994）は一定の区間内のサツサギ、デュンの個数を用いているが、標準偏差を使った解析結果との比較も重要であろう。

表2 雪尺網・雪尺列の平均表面涵養量 (cm in snow, 括弧内は標準偏差)

地点	期間			1993.1 -1994.1
	1993.1 -1993.8	1993. 8 -1993.10	1993.8 -1994.1	
S16	26.3(8.1)	7.6(5.6)	-15.7(5.6)	18.3(7.2)
H68	25.2(8.0)	5.4(4.8)	-7.8(6.3)	22.8(7.6)
H260	32.1(10.3)	11.7(5.9)	-5.1(4.9)	38.7(8.8)
S122	19.6(18.4)	0.7(7.3)	-2.2(4.5)	18.1(19.3)
Z40	14.6(13.9)	2.1(3.4)	-3.4(4.3)	13.3(13.1)
みずほ基地	-0.1(3.9)	1.5(3.1)	-0.8(5.5)	0.7(7.6)
MD180	-1.0(1.5)	0.5(1.3)	1.3(5.9)	0.9(5.8)
MD364	0.8(3.3)	-0.3(3.2)	-0.3(3.6)	0.2(3.5)
	1992.11 -1993.11	1993.11 -1994. 1		
MD560	6.5(5.5)	0.8(3.0)		
DF80	15.5(3.9)	0.8(2.7)		

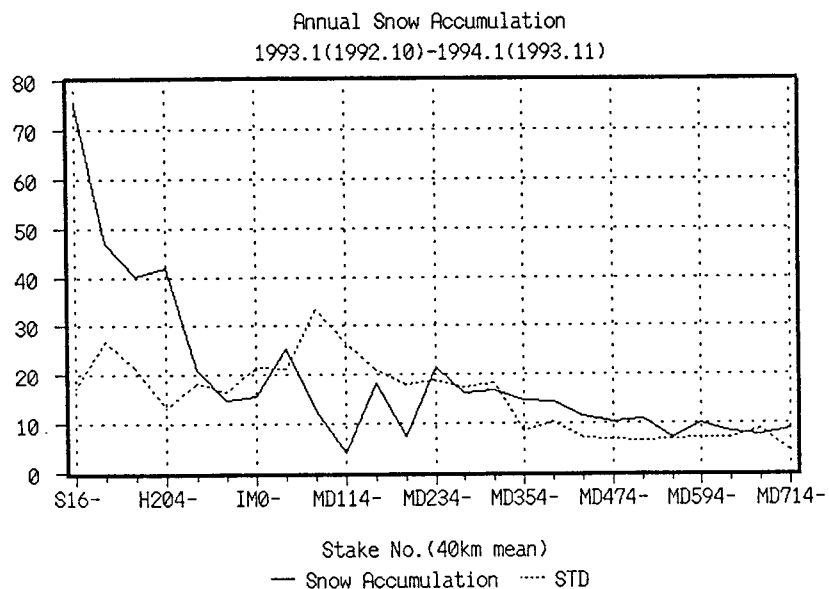


図1、S16-ド-MF 間の年間涵養量とその標準偏差 (40km毎)

Bottom Melting in Central Parts of Polar Ice Sheets and Ice Caps

Igor Zotikov

Institute of Geography of Russian Academy of Sciences, Staromonetny 29, Moscow
109017, Russia;

Visiting Professor of National Institute of Polar Research, Tokyo, Japan.

The report discusses results and ideas arisen from a study of bottom melting of polar ice sheets and ice caps which are summarized in following topics. **1. An Era of linear approximations.** Studies of heat transfer through glaciers and ice caps have been started at the beginning of this Century. Chamberlin (1904) and Kropotkin (1896) suggested that a vertical distribution of temperatures in a polar ice cap below a horizon of an annual changes should be a linear one and temperatures should increase with depth according to a geothermal gradient. It was a following of what was known about temperature distribution in vertical holes and industrial shafts in earth **2. A Period of recognition of a Peclet Number influence and sub glacial lakes finding.** Robin's (1955) discovery of non linearity of temperature profile at Modheim Ice Shelf, Antarctica led him to introduce an importance of vertical and horizontal components of a glacier ice advection to a glacier's heat transfer equation, calculate a temperature profile for a central part of Greenland Ice Sheet and show that bottom temperature of this Ice Cap is well below freezing. Zotikov (1960) introduced a nondimensional Peclet Number (Pe) as a criteria of influence of ice movement in an ice body. He have shown that when a Pe is much less then 1, there is no influence of a ice movement, which means this ice body is not a glacier at all by definition of it from a thermal point of few. When the Pe is close to 1 or more, this ice body can be called a glacier, because the ice movement effects (heat advection) can not be neglected. It was shown using this approach that bottom ice in central part of Antarctic ice sheet is melted permanently due to a heat from below and a heat of ice movement. Main conditions of this bottom melting:- a) Ice thickness have to be high enough (heat taken up from the ice sheet bottom-low enough) ; 2) Peclet Number (proportional to accumulation rate multiplied by ice thickness) should be low enough. In this case thermal influence of an advection of cold ice to the ice sheet bottom is low. Using this

approach Zotikov (1961) had shown that a basal ice temperature of a large portion of the Antarctic Ice Sheet in its central, thickest part of it is equal to a ice melting point temperature and there is a constant melting of ice by the bottom of ice sheet. It was calculated that basal melting of the deepest ice in central Antarctica would be around first few millimeters of ice. It was speculated too that this melting water can form sub glacial lakes in depressions of a glacier bed below the ice sheet.

3. Era of new methods in glaciology. Oswald and Robin (1973) using a airborne radio-echo sounding find some places at the bottom of the central part of the Antarctic Ice Sheet, where there are evidences of nearly horizontal ice- water interfaces, which were interpreted in terms of sub glacial lake's existence with a water depth not less then one meter. Largest of this lake is found near Vostok Station. Recent analyses of the EARS1 satellite radar altimeter data, made by Ridley, Cudlipp and Laxon (1994) shows existence of some features at the surface of the Ice Sheet, which can be explained as a trace of a large sub glacial melt-water lake near Vostok Station, exactly where the lake-look like features were found by the radio-echo sounding. This peaces of evidences combined are enough to talk about existence of this sub glacial lake beneath approximately 4 km of ice to the north of Vostok Station. This lake,- Vostok Lake, is remotest lake on earth, has a length about 200 km. and a area of around 10,000 km², about one fifth of the area of Lake Baikal in Asia. This period was a period when intensive deep ice drilling for core and temperature measurements and glacier's bottom conditions studies were started. It was a period of numerical modeling of processes in ice caps too.

4. A Period of Intensive Arctic Ice Caps Study. It can be marked with deep drilling and glaciological studies of Devon Island, Greenland Ice Sheet Project, Svalbard glaciers study, especially deep drilling of North-East Ice Cap (Svalbard). It was discovered that there is melting at the bottom of this ice caps which consists of an cold ice.

Significance of Bottom Melting and Sub glacial Lakes Existence. Sub glacial lakes can play important role as a ice cap instability factors, especially if this lakes located near a center of a ice cap (can ignite glacier surge type effects). An attention to this lakes should be paid too because the ice-water boundaries of this lakes are unpenetratable for a radio- echo sounding and deep depressions of glacial bed can be undetected without use of other methods. Bottom melting of inlet ice streams can be a factor of peculiar ice cap's diversity which is a recognized feature of ice cap movement now.

積雪の圧密による透明氷の作成と南極氷床積雪層への応用について

対馬勝年，久保雅猛，小林直哉（富山大・理）

氷床の深層部にある透明氷は光を散乱し，氷内部に含まれている微粒子に関する可視化された情報を提供する。庄子らはこの性質を利用して透明な氷にも層構造のあることを示し，この方法が氷床の地球科学的研究や今日の地球環境・大気環境の研究にも有効であることを示した。しかし，光散乱法が使用できる氷試料には制限があり，透明氷でなければならない。つまり，気泡が残存している氷にはこの方法を有効に活用できない。そこで筆者等はこの困難を克服し，さまざまな雪試料に適用できる方法を考案した。

雪試料の層構造を乱すことなく圧密し，透明な氷に変えることができれば，表層の積雪層にも適用できることになり，光散乱法の活用範囲を飛躍的に拡大することができるであろう。気泡を完全に消滅させるには強力な圧力で圧縮する方法がまず考えられるが，1000気圧の高い圧力を加えても気泡の直径は10分の1に減少するにすぎず有効な方法とは思われない。高圧の気泡を含んだ南極氷が珍重され，人工的な南極氷が開発された。その過程で，単純な雪の圧縮では効果がなく，あらかじめ高圧の空気を含ませて圧縮することで天然の氷以上に威力のある気泡含有氷が実現された。これを透明氷の作成に応用するなら，あらかじめ雪の隙間の空気を真空中に排除しながら圧縮すれば天然に形成されるものより低い圧力，時間経過の条件で透明な氷を実現することが出来るであろう。

作成方法 内径18mmのアクリル筒（主筒）に詰めた雪を上下から押し棒で圧縮した。主筒の中央から横にパイプが伸びていて，つなぎ目内部の主筒の壁部分に積雪内の空気を排除するため太さ1mmの穴を5個あけた。パイプの他端は真空ポンプにつながれている。まず人力で圧縮した後，圧縮装置にセットする。ジャッキで少しずつ圧縮しながら真空ポンプのスイッチを入れる。ポンプの音を確認しながらさらにゆっくりと圧縮して空隙が孤立する氷まで圧縮した。

結果 -10℃の低温室で試料を調整し，圧縮した。密度は真空ポンプで引いた直後に850～870kg/m³になった。この試料を-2℃の冷蔵庫に移し，圧密を続けると部分的に透明な氷が得られた。しかし，顕微鏡で詳しく観察すると依然として微小な気泡が無数に分散していた。

考察 積雪の内部の空気を1Paで真空中に引いた後10⁷Pa(=100kg/cm²)の圧力を加えたとなると，始めに切断された空隙の直径は約200分の1に縮小する。これによって0.1mmの大きさの空隙は0.5μmに縮小し，100気圧の圧力を受ける。圧力をさらに2倍程度に高めると気泡の中の酸素分子や窒素分子はクラスレート化合物となって氷の内部に拡散し，完全に透明な氷になるであろう。もう一つの方法は氷試料に強い温度勾配を与えることである。気泡は温度の高い方に移動し，低温側に透明な氷の部分が現れるであろう。

未だ目的の透明氷は得られていないが，圧力や温度を効果的に組み合わせて透明氷の作成を試みている。

高周波電気伝導度測定による氷結晶中の不純物解析

杉山 健[○] 藤田 秀二 末岡 繁 (北大工)
本堂 武夫 (北大低温研) 前 晋爾 (北大工)

1. はじめに

氷床コアに含まれる不純物(酸や塩)の効率的な解析には、電氣的な測定手法が不可欠である。なぜなら、電気伝導度や誘電率を測定することによりはじめて、我々は氷床コアの非破壊・高分解能・高能率の解析が実現できるからである。したがって、電氣的解析手法はコアの初期解析に極めて有効である。

今回我々は、2本の棒状電極を用いて1MHzまでの高周波でコア表面を走査し、氷床コアの不純物解析ができる新たな解析手法(AC-ECM法)を開発した。従来の氷床コアの固体電気伝導度測定法には、すでに確立された二つの手法としてECM法とDEP法がある。今回開発したAC-ECM法は、ECM法とDEP法の利点(高分解能と交流シグナル)を取り入れたものである。今回は、その初期結果を報告する。

2. 測定方法

本研究で用いた測定系概略を図1に示す。装置は、電極部、測定部、制御部から構成されている。LCRメータは、校正面から試料の接続点までに存在する浮遊アドミタンスや残留インピーダンスを補正する。この結果、これらの浮遊・残留成分に影響されない試料の持つ真のシグナルが非常に簡便に測定可能になった。電極部分には4端子対構造電極を採用した。これにより相互インダクタンス、測定信号の干渉、不要な残留成分を除去した測定信号が可能になった。測定は、LCRメータをコンピュータ制御し、印加電圧1Vでコンダクタンスを得た。得られたコンダクタンスは既製の平行円板電極を用いた測定による値と比較してSI単位系の電気伝導度 $\alpha(\mu\text{S}/\text{m})$ に換算した。測定温度は $-20\pm 1^\circ\text{C}$ とした。また、測定周波数は、20Hz~1MHzとした。初期測定の試料には、超純水から作成した人工多結晶氷と火山灰を含む氷(南極ナンセン氷原(裸氷域)産)を用いた。

3. 測定結果

まず人工多結晶氷の測定結果について以下に示す。本電極で測定した値とすでに確立されている平行円板電極で測定した値を比較した結果を図2に示す。本電極の測定値は従来の氷の電気伝導度の周波数特性をよく表わしている。このことから本電極の測定値の信頼性を得ることができた。

次に不純物を含む氷として火山灰を含む氷を本電極で測定した。従来氷が不純物を含むと電気伝導度が高くなることやDebye分散帯が高周波側にシフトすることが知られている。本研究でも同様の結果を得た(図3)。また、この結果から本研究ではDebye分散帯の影響を受けない1MHzの周波数を用いて電気伝導度を測定することにした。試行測定として、火山灰を含む氷の1MHzの電気伝導度を測定した。その測定結果を図4に示す。

4. 現在までの成果と今後の課題

今回開発したAC-ECM法は、以下に述べるような利点のあることが、現在までの本研究で明らかになっている。まず、従来のECM法で測定されるシグナルは、SI単位系で扱

う電気伝導度として得ることができなかったが、今回は、SI単位系の電気伝導度 $\sigma(\mu\text{S}/\text{m})$ として得ることができた。また、本システムにおいては、直流の測定で問題となるような空間電場効果を取り除くことができ、さらに印加電圧が低電圧のため氷内部でイオンの移動が起こらず繰り返し測定に際して測定値の高い再現性がある。従来のDEP法に比べた場合、AC-ECM法は空間分解能が高い。更には、得られる電気伝導度が氷の高周波電気伝導度であるため周波数1MHzを用いて測定したAC-ECMシグナルは、レーダシグナルとの直接対比が可能である。

現在本研究では、開発した電極を用いて南極、北極コアの解析を行なっている。測定された値は、酸に反応していることは既に明らかになっている。しかし、塩に反応しているかどうかは今後、化学解析結果との比較調査が必要である。また、今後の課題としては、コア表面の走査を、現在の手動型から自動制御型にすることで効率化を計る必要がある。

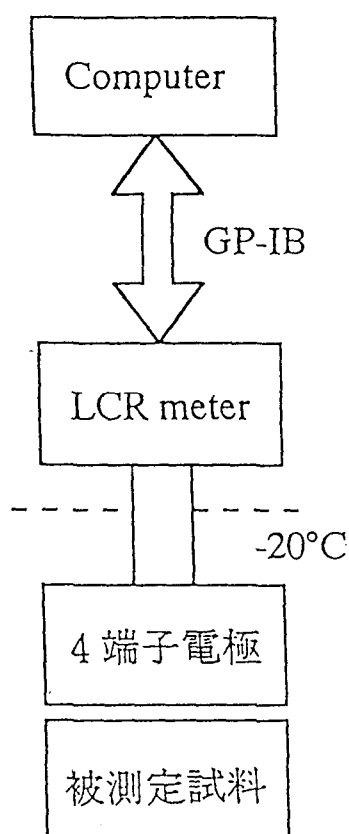


図1 測定ブロック図

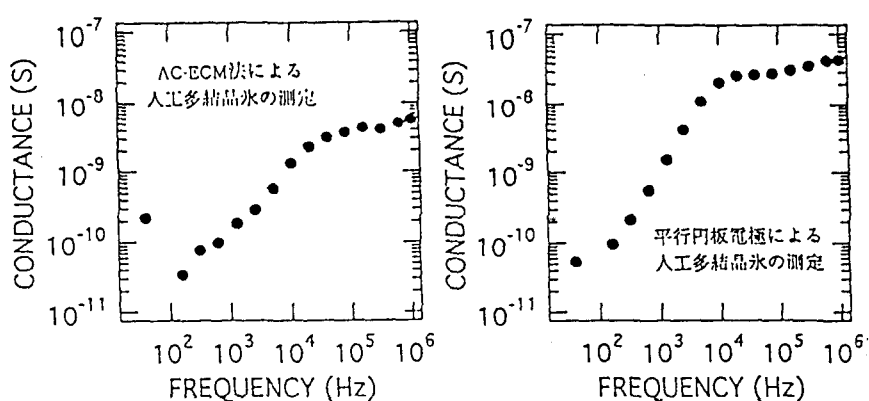


図2 AC-ECM法と平行円板電極との比較

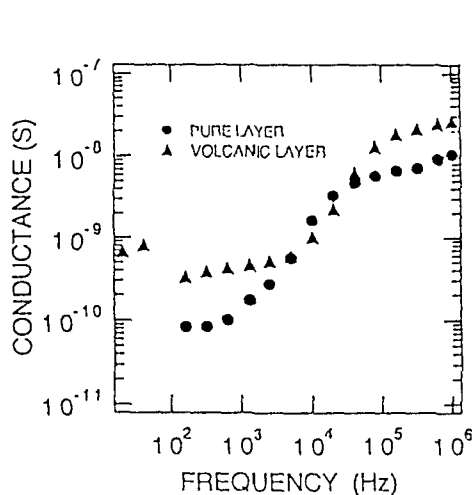


図3 AC-ECM法測定による火山灰を含む氷と含まない氷の比較

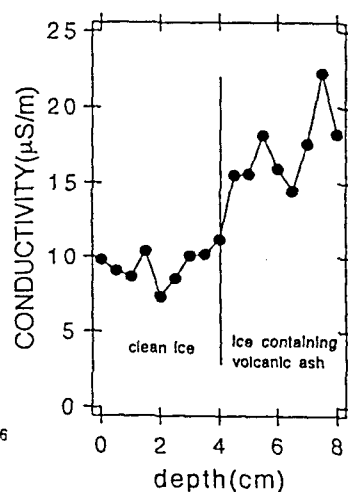


図4 火山灰を含む氷に対する1MHzの電気伝導度の測定結果

Flow line modelling of the ice sheet in East Dronning Maud Land and Enderby Land, Antarctica

Frank Pattyn and Hugo Decleir

Geografisch Instituut, Vrije Universiteit Brussel
Pleinlaan 2, B-1050 Brussel, Belgium

1. Introduction

The understanding of the past, present and eventually future behaviour of ice sheet outlets is one of the major concerns in glaciology. Regional complicated flow patterns, such as the presence of coastal mountain ranges, diverging and converging ice flow demand a detailed and rigorous approach. Therefore, a large scale two-dimensional time-dependent flow line model was developed to investigate the outlet dynamics in East Dronning Maud Land and Enderby Land.

2. Analysis

The two-dimensional flow line model, largely based on the three-dimensional Huybrechts model (Huybrechts, 1992), takes care of:

- Calculation of ice thickness distribution along a flow line in space and time as well as the two-dimensional flow regime and temperature distribution in response to environmental conditions
- Heat conduction in the bedrock
- Full thermo-mechanical coupling of temperature field and ice dynamics
- Coupling of an ice shelf to the ice sheet taking into account the proper ice dynamics at the grounding line, so that the grounding line can move freely
- Bedrock adjustment
- Basal sliding restricted to the regions which are at pressure melting point

Two major differences compared to the Huybrechts model are that the flow line model takes care of the basal drag exerted by valley wall friction in glacier areas, and makes use of an irregular spaced grid to allow for inhomogeneous data distribution.

3. Results

Two flow lines were constructed, i.e. one through the Shirase Drainage Basin and one through the glacier Gjølbreven in the Sør Rondane Mountains (Asuka Drainage Basin), starting from Dome F and extending to the edge of the continental shelf. The input of the model consists of present bedrock elevation, ice thickness, surface temperature, mass balance and thermal parameters. These

data were obtained from different maps processed at NIPR and from JARE field traverses. A rigorous analysis was performed on the present behaviour of the Shirase Glacier in order to explain the present high thinning rates of the ice sheet as observed at Mizuho Plateau. Finally, climatic forcing was applied by changing the global temperature at sea level according to the Vostok signal and taking into account sea-level variations in order to analyze the transient state of the ice sheet from the Penultimate Glacial Maximum until present. Results were further compared with previous modelling efforts in the Asuka Drainage Basin (Pattyn et al., 1992).

4. References

- Huybrechts, Ph. (1992) The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study, *Berichte zur Polarforschung* 99: 1-241.
- Pattyn, F., H. Decleir and Ph. Huybrechts (1992): Glaciation of the central part of the Sør Rondane, Antarctica: glaciological evidence, in Y. Yoshida et al. (Eds.) *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, TERRAPUB, Tokyo, Japan: 669-678.
-

雪圧密における独立気泡形成の実験

石井誠吾*・成田英器・前野紀一（北大低温研）

*現在 (株)アイ・エヌ・エー

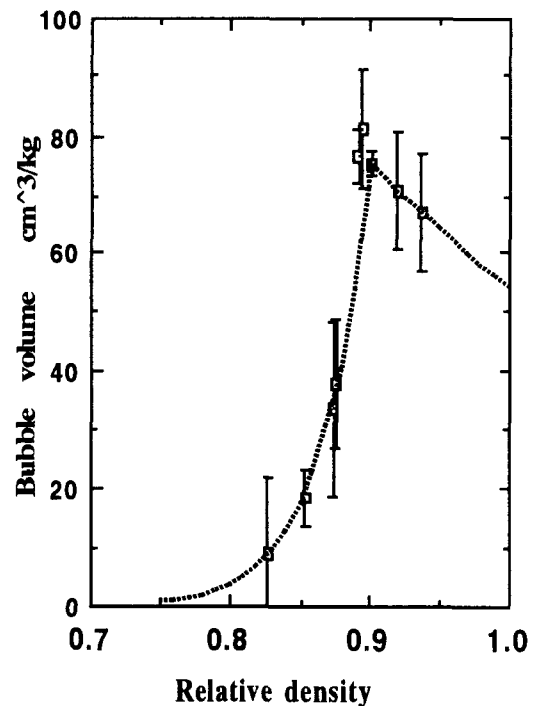
はじめに 雪の圧密過程において、外界から遮断された空隙は、独立気泡として氷内部に捕捉される。更に、氷河、氷床の深部で、圧力と温度条件が整えばクラスレートを形成し消滅する。よく知られているように、独立気泡の形成、すなわち気泡の孤立化は、雪の圧密過程の第Ⅲ段階（密度約730 kg/m³から約830 kg/m³まで）で急速に進行する。しかし、独立気泡の形成メカニズムに関する詳細は明らかでない。本論文では、これまで定量的な解析があまり行われなかった、雪の圧密過程における独立気泡体積の測定結果を報告する。

実験の方法と結果 雪試料に含まれる独立気泡の体積を温度と荷重の関数として測定した。雪試料は直径約300 μmの氷球を直径20 mmの円筒型容器（長さ80 mm）に充填したものであり、圧密は一軸圧縮で行われた。実験温度は-5℃、-10℃、-20℃、加えた圧力は0.5 MPa、1.0 MPa、2.0 MPaである。

実験では、決まった温度、圧力で圧密されつつある雪試料を任意の時刻に取り出し、その独立気泡体積を測定した。独立気泡体積の測定には Stauffer *et al.* (1985) の方法を用いた。圧密歪速度は常時モニターされ、また雪試料の内部構造は薄片観察で調べられた。

独立気泡体積の測定結果の例を図に示した。これは温度-5℃、圧力1.0 MPaで

圧密した試料の独立気泡体積と相対密度の関係である。気泡の孤立化は相対密度約0.8 (約730 kg/m³)からの雪圧密の第Ⅲ段階で急速に進行し、独立気泡体積は氷化密度で最大値を示す。以後の圧密は気泡の収縮で進行するので独立気泡体積は減少する。同様な結果が他の温度、圧力条件でも見い出され、気泡孤立化の開始密度、速度、および終了密度（氷化密度）と圧密の温度、圧力との間の関係が求められた。一方、独立気泡体積の最大値は実験を行なった全ての温度、圧力で80-90 cm³/kgのほぼ一定の値を示した。しかし、これは必ずしも氷に捕捉される独立気泡の質量が一定であることを意味しないと考えられる。



ボストーク氷コア中のair-hydrate結晶の屈折率測定

内田努（北工研）、島田亙、本堂武夫（北大低温研）、前晋爾（北大工）、
P.Duval (France, LGGE)、V.Ya.Lipenkov (Russia, AARI)

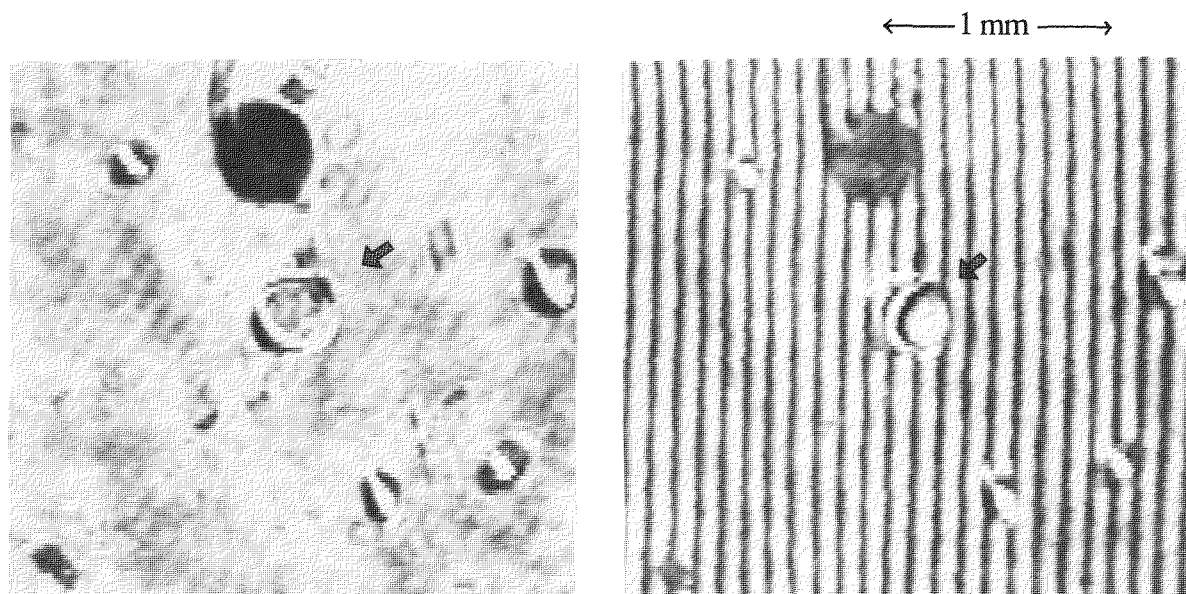
極地氷床深部氷中に存在するair-hydrate結晶は、過去の大気を貯蔵する物質として注目されている。Shoji and Langway(1982)は、air-hydrate結晶を顕微鏡で注意深く観察し、ベッケ線テストからその屈折率が周囲の氷よりわずかに高いことを見いだした。

Davidson et al.(1986)は、gas hydrateの屈折率を表すモデルを提案した。これは、一様な誘電体中に空洞を想定したモデルで、ここではOnsager cavity modelと呼ぶ。彼らはこのモデルを用いてair-hydrate結晶の屈折率を計算した。その結果氷よりわずかに高い屈折率を求めることができたが、計算に用いた結晶パラメータに誤りがあった。

このモデルを用いると、屈折率を測定することによって、結晶のケージ占有率を求めることができる。ケージ占有率は、air-hydrate結晶中の含有空気量を求める際、重要なパラメータである。Uchida et al.(1994)は、Vostok氷コア中のair-hydrate結晶の総体積と含有空気量との比較から、air-hydrate結晶のケージ占有率を求めた。その結果、深さによってケージ占有率が変化し得ることがわかった。

air-hydrate結晶は、周囲の氷が圧力容器の役目をはたしているため、単独で取り出そうとすると解離してしまう。そこで本研究では、各air-hydrate結晶の屈折率を測定する新しい方法を開発した。air-hydrate結晶と周囲の氷の屈折率差が小さいことを利用して、Mach-Zender光学系で光の回折縞の変位を測定し、氷との屈折率差を求めた。実験装置は、Mach-Zender光学系とSchlieren光学系とを切り替えられるもので(Furukawa and Shimada, 1992)、Schlieren光学系によってair-hydrate結晶が観察し易くなった。用いた試料は、深さ2542mのVostok氷コア中に存在するair-hydrate結晶であり、平均直径は約125 μm である(Uchida et al., 1994)。

それぞれの光学系で観察された、air-hydrate結晶の写真を下図に示す。平均直径以上の結晶14個について測定を行った結果、氷との屈折率差は $5.3(\pm 0.9) \times 10^{-3}$ で、氷よりわずかに高いことが確かめられた。このとき測定したほとんどの結晶が、回転楕円体型をしていた。また得られた屈折率の値から、Onsager cavity modelを用いてair-hydrate結晶のケージ占有率を求めた結果、顕微鏡観察から得られた値0.91にほぼ等しいことがわかった。



Schlieren光学系（左）、Mach-Zender光学系（右）で観察されたair-hydrate結晶

昭和基地上空の暖気移流による昇温量の見積

*高尾俊則（高層気象台）、小池仁治（東京管区気象台）、鎌田吉博（気象庁高層課）
杉田興正（気象庁オゾン層解析室）、櫻井敬三（函館海洋気象台）

1. はじめに

オゾンホールは気候にどのような影響を与えた（与えられた）のだろうか。1980年代に入ってから昭和基地上空成層圏の低温化が顕著である。熱収支にどのような変化が生じたのか、特に大気の運動に変化があるか考察したい。

熱収支を決定する要素として、日射の吸収、長波放射、大気の運動の3点があげられ、大気の運動はさらに鉛直成分と、水平成分とに分けられる。水平成分については昭和基地のレーウィンゾンデ観測資料が利用可能であるので、本調査を行った。

2. 解析

過去の毎観測値の磁気媒体化が進んでいる。ここでは1年を通じた資料がある1967～1993年の高層気象観測資料を用いた。1973年までは1日1回（03LT）の観測であり、以後は1日2回（03、15LT）の観測を行っている。

温度風の大きさは

$$v_T = \frac{g}{2\Omega \sin \psi} \cdot \frac{\partial h}{\partial n} \quad \dots \textcircled{1}$$

ここで層厚hは

$$h = T \frac{R}{g} \cdot (\ln P_1 - \ln P_2) \quad \dots \textcircled{2}$$

①、②から気温の水平傾度は

$$\frac{\partial T}{\partial n} = \frac{2\Omega \sin \psi}{R (\ln P_1 - \ln P_2)} \cdot v_T \quad \dots \textcircled{3}$$

で求められる。

温度風の左手側の暖気が平均風速によって基地上空に移流されると仮定し、1日あたりの移流量（℃/日）を、次式により計算した。

$$\bar{V} \cdot \frac{\partial T}{\partial n} \cdot 3600 \cdot 24 = -0.041 \frac{V_1 \cdot V_2 \cdot \sin(D_2 - D_1)}{\ln P_1 - \ln P_2}$$

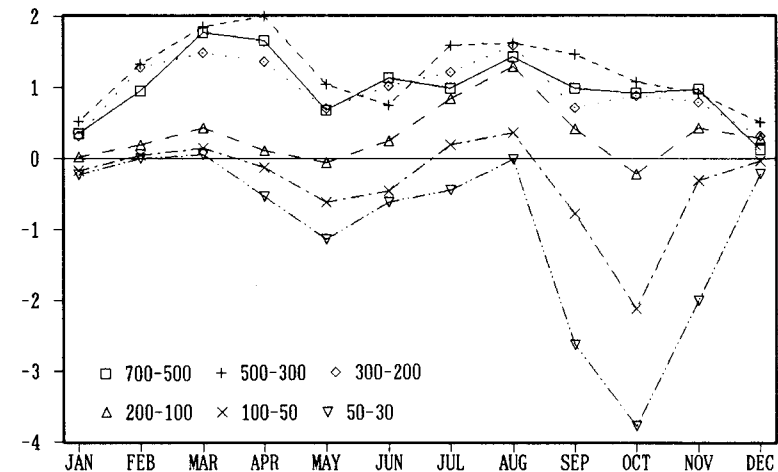
ここで、 P_1 、 V_1 、 D_1 ；それぞれ1層の気圧、風速、風向
 P_2 、 V_2 、 D_2 ；それぞれ2層の

3. 結果

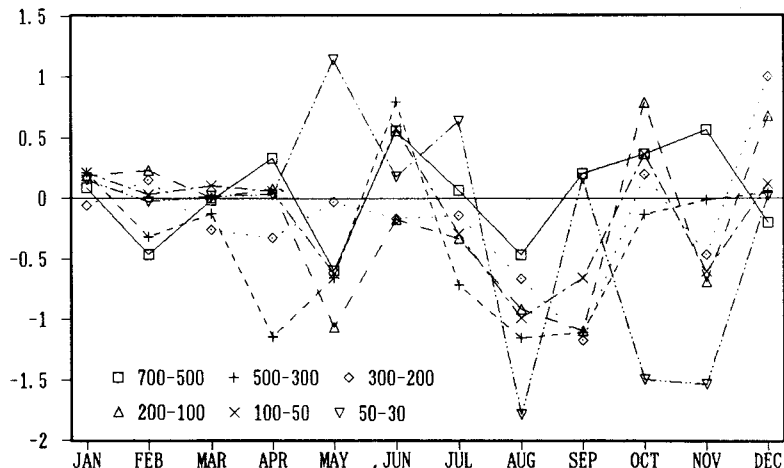
1967～1990年の平均値を第1図に示す。対流圏においては暖気移流による昇温量は、平均して1～2度/日となり、輻射ゾンデで観測された長波放射による冷却量とオーダーとしてはほぼ釣り合う。これはポストークや南極点基地よりもバード基地における計算結果（SCHWERTFEGER; 1984）に近い。成層圏では月平均すると暖気移流は無く、逆に春期においては強い寒気移流が計算される。長波放射と寒気移流による冷却量は、日射の弱い期間、下降流による昇温によって補償されていると考えられる。

第2図に1981年以後と1980年以前のとの差を示す。7～9月にほとんどの層で寒気移流が強まっているようにも見えるが、ばらつきも大きく、明瞭な差は認められない。

第1図 昭和基地上空への暖気移流量年変化
月平均値の累年平均値（1967～1990）
単位は℃/日



第2図 昭和基地上空への暖気移流量年変化
1981～1993年の平均と
1967～1980年の平均との差
単位は℃/日



南半球の秋にみられるプラネタリー波の年々変動について

青木 博松・塩谷 雅人・廣田 勇(京大・理)

1. はじめに

Shiotani *et al.*(1993) は、南半球成層圏循環の年々変動について調べ、その季節進行が、真冬(7月)の1hPaの高さにおけるジェット的位置により、HLJ(high-latitude-jet)とLLJ(low-latitude-jet)の2つのタイプに分類できることを示した。しかし、Shiotani *et al.*(1993)では、1hPaの高さについての議論が中心となっていて、鉛直方向の広がりについてはあまり調べられていない。そこで、本研究では、HLJとLLJに分類される年のうち、1984年(HLJ)と1981年(LLJ)について、平均東西風と東西波数1のプラネタリー波の振幅・位相の鉛直構造に着目して調べた。

2. データと解析方法

解析にはNMCのジオポテンシャル(1000~0.4hPa)の全球データ14年間分(1979~1992)を用いた。季節進行をみるため31日の移動平均を行い、波は定常成分のみを考えた。

3. 結果

まず、60°Sにおける平均東西風の季節進行を調べたところ、真冬から春にかけて成層圏全体で違いが現れた。これは、Shiotani *et al.*(1993)の1hPaにおける結果と一致する。次に、東西波数1のプラネタリー波について調べた。図1は60°Sにおける振幅の高度時間断面を示している。81年と84年を比べると、秋、春とも振幅が大きくなる時期、期間が異なっている。更に、秋は振幅が最大となる高度にも違いがみられる。図2は1、10、100、500hPa、60°Sにおける位相の時間断面を示している。秋から冬の前半にかけ81年と84年の位相構造に大きな違いがみられる。

4. まとめ

1981年と1984年の南半球の東西風、波数1のプラネタリー波について調べたところ、東西風は冬~春、プラネタリー波は秋~冬にかけ鉛直構造が異なっていた。今後は、統計的に解析し、更に、プラネタリー波の鉛直伝

播および励起源の見地から年々変動を引き起こすメカニズムを探っていく。

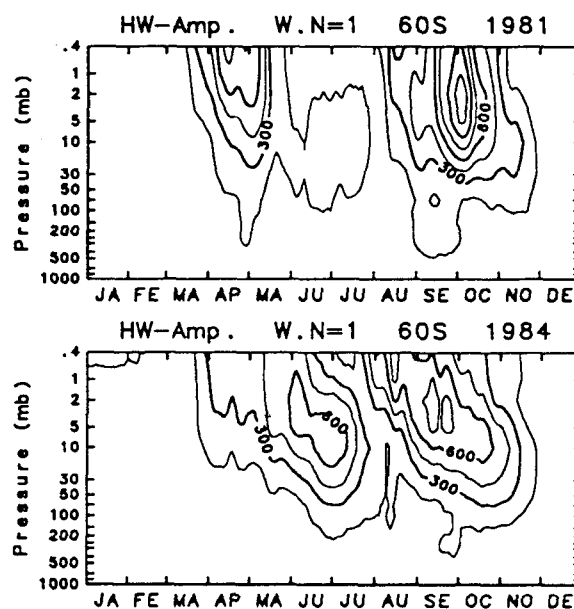


図1

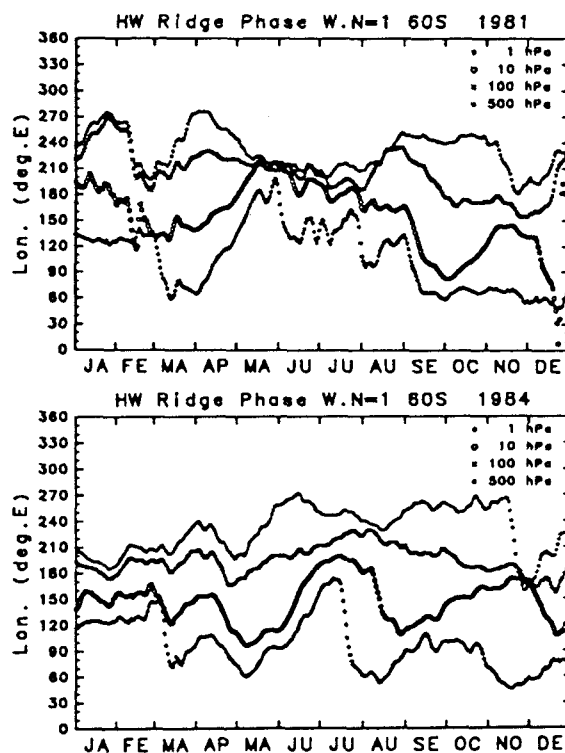


図2

南北両半球の大気中における超微量ハロカーボン濃度の長期変動

巻出 義 紘 *, 富 永 健 **

(東京大学 ; * アイソトープ総合セ, ** 理学系研究科)

近年、極域におけるオゾンホールのみならず、グローバルスケールでの成層圏オゾン層減少が顕著となり、人為的オゾン層破壊の主要因であるハロカーボン類は国際的に生産消費の規制や廃止が実施され、一方では代替フロンの使用が急増している。ハロカーボン類は地球温暖化への寄与も著しく、その挙動が注目されている。

われわれは、1979年から毎年北海道(納沙布岬、稚内ほか)で、1982年から南極(昭和基地)でそれぞれ局地的汚染を避けて採取されたバックグラウンド大気を分析し、北半球中緯度および南半球における大気中ハロカーボン類の濃度変動を調べた。特定フロン(CFC)では、図1に見られるように、1980年代にはフロン11と12は毎年約4%ずつ直線的に増加し、フロン113は毎年10~20%と加速度的に増加してきたが、いずれも1990年から北半球においてそれらの増加傾向が年1~2%に減少し、最近はその増加もほとんど止った。南半球においては傾向の変化はまだ小さく、南北間の濃度差は次第に小さくなっている。この1990年からの特定フロンの濃度増加傾向の著しい変化は、モントリオール議定書に基づくフロンの生産消費

の規制が1989年7月から実施されたことと、1990年に規制の強化と特定フロンの全廃などが決定したこと、消費削減と他物質への転換が急速に進展したことに対応している。

一方、対流圏内でOHラジカルによって数年の大気中寿命で分解されるメチルクロロホルムは、従来からその大気中濃度増加率は特定フロンより小さく、南半球では北半球中緯度より30%低い濃度を示してきたが、1992年に入って北半球における濃度増加が停止し、1993年から減少に転じた。これは、モントリオール議定書に含まれなかったメチルクロロホルムが1990年の改正で規制されることになり、さらに1992年に全廃の9年間前倒しが決定したこと、1993年以降消費量が急減し、大気中寿命が短いことから大気中濃度増加傾向が急激に変化したものと推定される。

新たな高感度化分析法の開発・確立によって可能となったフロン114、ハロン1301、ハロン1211、代替フロンのフロン22など、超微量ハロカーボン類の大気中濃度を、保存してある過去の南北両半球の大気試料を分析して測定し、これら物質の大気中の挙動を調べ、放出量を推定した。

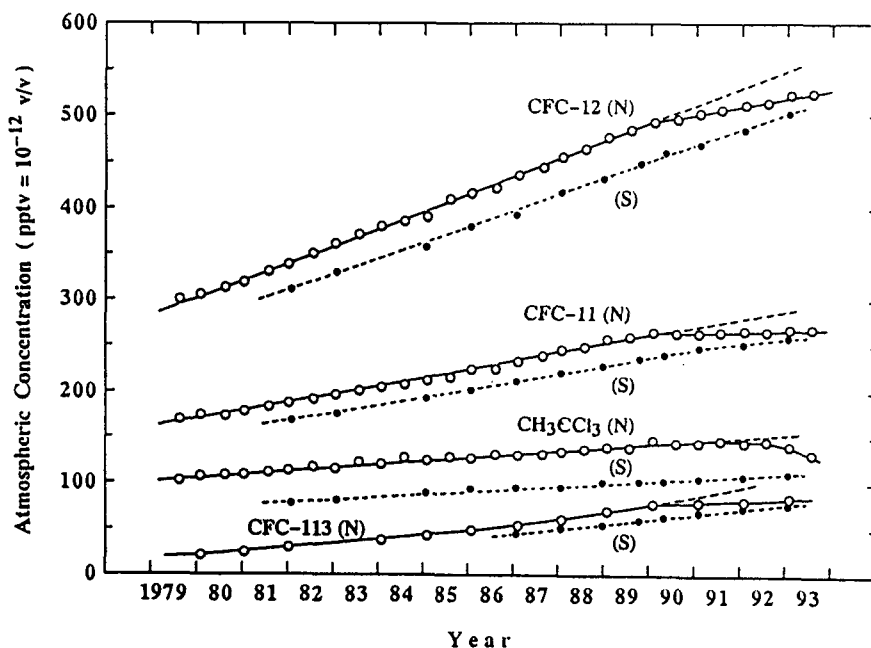


図1. 北半球中緯度(N:北海道)および南半球(S:南極昭和基地)における大気中ハロカーボン濃度の長期変動

気象レーダの新しい解析法による高さ毎の降水強度の推定（４）

畑中 雅彦，竹谷 弘，西辻 昭（室蘭工業大学 情報工学科）

和田 誠（国立極地研究所 気水圏部門）

1. はじめに

我々は、1988年から2年間昭和基地において行われた垂直上向型レーダ装置による雲と降水の観測結果を気象レーダ方程式に適用して、上空の高さ毎の降水強度分布を推定する研究を行ってきた^[1]。この方法では、マイクロ波の伝搬特性に矛盾しないような降雪粒子モデルを仮定して計算したマイクロ波の反射断面積と、降雪粒子のVTR画像からパソコンにより求めた地上での降雪の粒径分布^[2]をレーダ方程式に代入して降雪の規格化降水強度に対する反射係数を計算し、これを実測されたレーダエコーと比較することにより降水強度の推定値が得られる。

今回、この推定法により得られた降水強度の推定値の時間的-空間的な変化を示すとともに、降水強度の推定値 P とレーダの反射因子 Z について、気象レーダ観測でよく用いられる Z - P 関係式として検討したので報告する。

2. 結果

レーダ反射因子の実測値 Z と降水強度の推定値 P の例として、1988年4月6日0000~0130[LT]における、昭和基地上空高度200~3500[m]の変化を、Fig.1およびFig.2に示す。低高度での反射因子に対する降水強度の比 (P/Z) が高高度の比より

小さく求められているが、これは降雪粒子温度の高度依存性が誘電率の値の変化として表れているためである。

高度400mにおける、上記の例と1988年10月1日1800~1930[LT]の結果を、レーダ反射因子 Z と降水強度 P の関係式

$$Z = a P^b \quad \text{---- (1)}$$

で最小2乗近似した結果を、Fig.3に示す。Konishiらによって^[3]、1989年7月1日および10月24~25日に昭和基地にて観測された Z 因子と降水強度から求めた(1)式の係数はそれぞれ $a=104$, $b=1.3$, 1.4 であるが、我々の結果では、 b はともに1で、 a は42と54となった。我々の結果において、係数 a の違いはその日の粒径分布の差から生じているものと思われる。他方、係数 b が1となった理由は、バラツキの少ない粒径分布を求めるために多数の降雪粒子を数えた結果、今回検討した時間内で一定の平均的な粒径分布しか使えず、粒径分布の短時間変動効果が無視されたためであると思われる。

参考文献

- [1].竹谷, 他: 信学技報, A・P-93-56, 9-16(1993)
- [2].Hatanaka, et al.: IGARASS'93, 1916-1918(1993)
- [3].Konishi, et al.: Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 5, 97-103(1992)

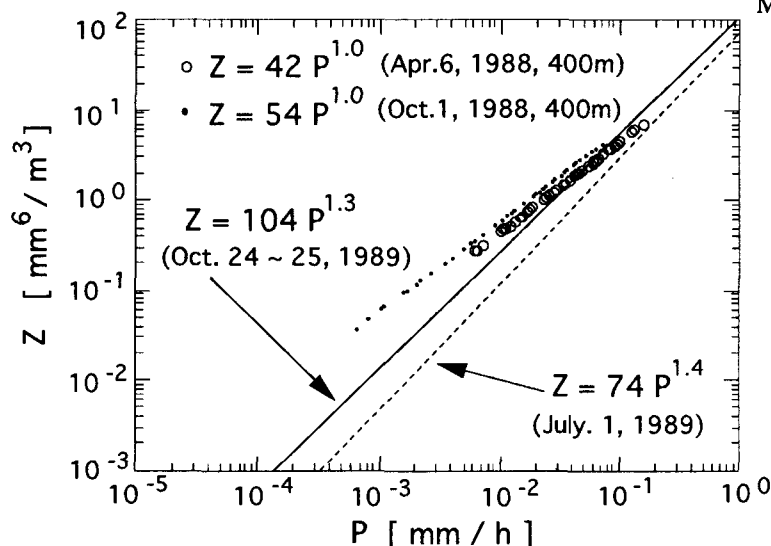


Fig.3
降水強度 P - レーダ
反射因子 Z の関係

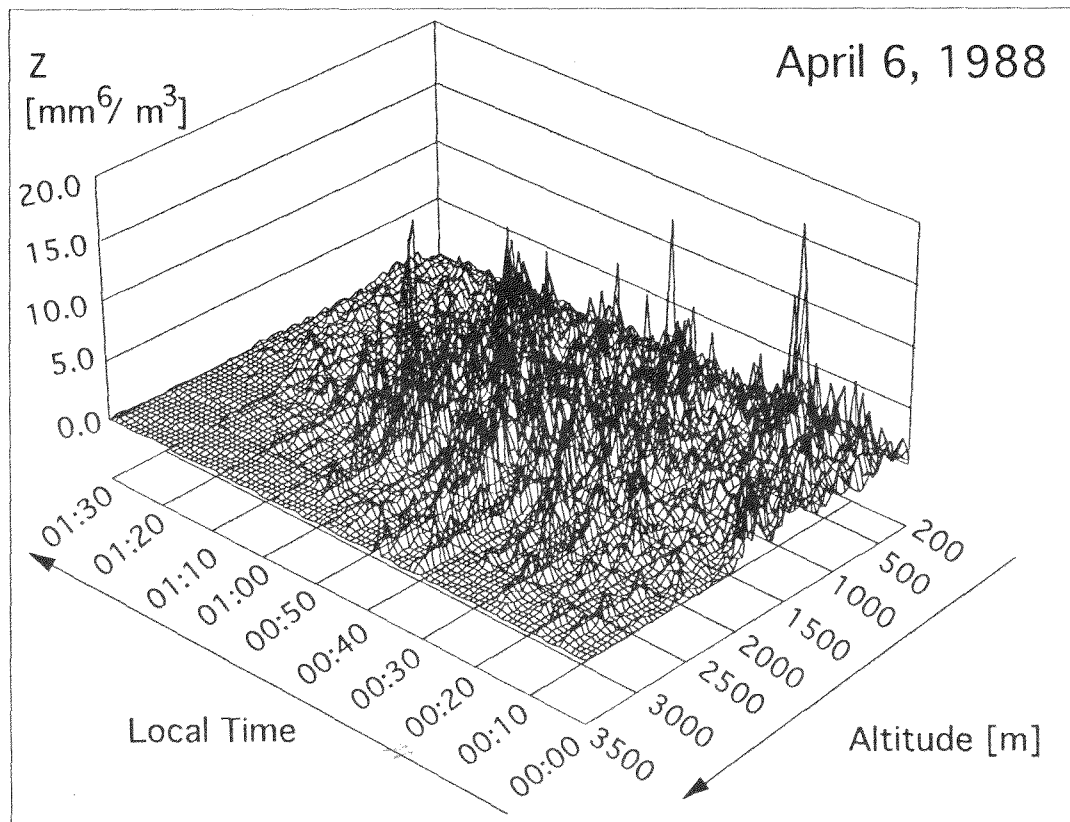


Fig.1 レーダ反射因子 Z

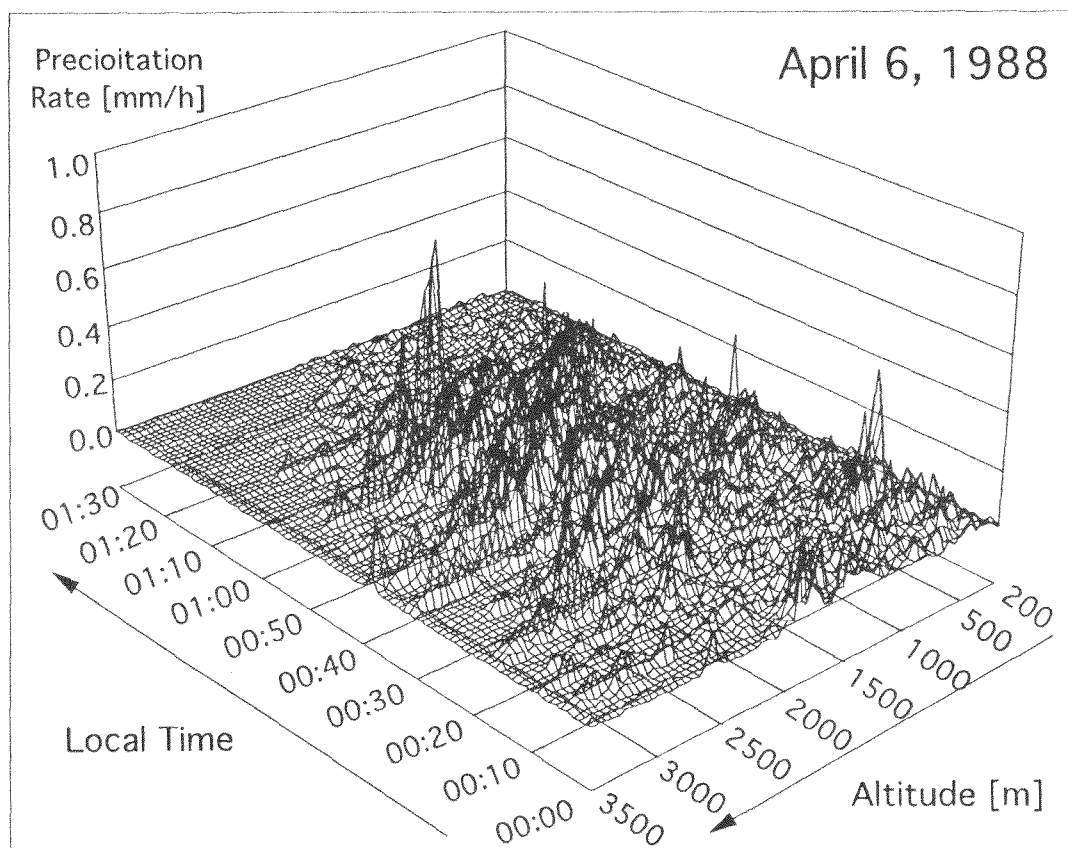


Fig.2 降水強度 P

レーザーマイクロプローブ質量分析法 (LAMMS) による

南極大気エアロゾル粒子の特性化

菊地 正, 原 圭一郎 (東京理科大学・理学部)

林 政彦 (名古屋大学・太陽地球環境研究所), 藤井 理之 (国立極地研究所)

1. はじめに

従来の方法でエアロゾル粒子の組成を評価するにあたり、試料は多量に必要となるため、捕集時間が長時間になる欠点がある。従来の個々の粒子については元素分析が行われた程度で、化学状態の分析まではほとんど行われていない。

本研究では、昭和基地にてハイボリウムエアサンプラーを用い捕集した大気中エアロゾル粒子をレーザーマイクロプローブ質量分析法 (LAMMS) にて分析を行い、化学組成と各成分挙動の相関を明らかにすることを目的とした。

2. 試料および分析方法

1. 1 試料

試料は昭和基地で、1991年2月から12月にかけて15回に分けて5段式のハイボリウムエアサンプラー (紀本電子工業社製, CPS-105) を用いてアルミ箔上に捕集を行った。分析を行った試料は重金属が高頻度に検出される時期についてLAMMSにより粒径別に測定をした。測定粒子数は1試料について120~160個分析し、各季節で合計約3500個の粒子について分析をした。

使用したサンプラーの各ステージに捕集される粒径は1段目: $> 10.9 \mu\text{m}$, 2段目: $5.4 \sim 10.9 \mu\text{m}$, 3段目: $1.6 \sim 5.4 \mu\text{m}$, 4段目: $0.7 \sim 1.6$, 5段目: $< 0.7 \mu\text{m}$ である。

尚、各成分の同定には予め既知純物質の標準LAMMSスペクトルを測定し、これを標準スペクトルとした。

2. 2 レーザーマイクロプローブ質量分析法 (LAMMS)

LAMMSはLeybold-Heraeus製LAMMA-1000を用いた。イオン化はレーザーによる光イオン化であり、Nd-YAGレーザーの第四高調波 ($\lambda = 265 \text{ nm}$) の紫外光をQスイッチ法によって取り出したパルス光を試料の目的部位に照射し、イオン化を行い、生成したイオンを試料面に対し垂直方向に引き出し、飛行時間型質量分析計に導入し質量分析を行う。測定に際しては、化学組成の情報ををはっきりと検出できるイオン化エネルギーのしきい値よりも、若干高め目のエネルギー密度で測定を行った。

本法は光イオン化のため、一般に定性、定量が困難であった高分子材料、セラミックス材料、半導体材料の表面、バルクの主成分分析から極微量成分分析まで広範囲な応用が可能となる。その特徴は1) 試料に対する制限はなく、導体、絶縁体を問わず、安定な金属や無機化合物から不安定な生化学関連化合物まで広範囲な物質を測定対象とすることができる。2) 試料の前処理が不必要である。特に絶縁体物質に関しても特別な処理を施すことなく測定が可能である。3) 空間分解能が $1 \mu\text{m}$ である。4) 高感度 (検出感度: 10^{-20} g) で周期表上の全元素およびその同位元素の測定が可能である。5) 励起源であるレーザーエネルギーを調節することにより原子イオン、分子イオンを目的に応じて検出ができる (分子種、構造、状態に関する情報が得られる)。6) 測定が短時間である。以上の点よりエアロゾル粒子の特性化には非常に有効な評価方法である。

3. 結果および考察

3. 1 粒径による組成変化

エアロゾル粒子粒径の組成変化について正負イオン種の測定を行った。その結果、負イオンに関し、硫黄酸化物として検出されたイオン種はMSA塩と硫酸塩である。MSA塩と硫酸塩のフラグメントパターンは類似しており、MSA塩と硫酸が同時に検出されることが多いため検出頻度を集計することはできなかった。しかしながら、大粒径程、硫酸塩のフラグメントパターンの検出頻度が多い反面、小粒径程、MSA塩のフラグメントパターンが多く検出される傾向がみられた。この傾向は硫黄酸化物が光化学反応に伴い硫酸塩

へ変化し粒径が大きくなっていくことを示唆している。一方、正イオンについては粒径による変化がみられたイオン種はTi, Fe, Sn, Ga, Pb, Baと海塩成分だった。Ti, Fe, Ga, Snは大粒径程、検出頻度が多いことから、これは土壌起源であると予想される。Feについては常にBaおよびTiと同時に検出される例が多いため、小粒径程、検出頻度が多くなっていると考えられる。Baの挙動はTi等と異なり粒径の小さい程、検出頻度が多い。Baについての起源は不明であるが、Tiと同様な傾向でありことから、同定が可能になると考えられる。

3. 2 季節による組成変化

負イオン検出された主なイオン種の検出頻度を29に示した。これより季節による変化がみられたイオン種はMSA塩や硫酸塩を主とする硫黄酸化物、硝酸あるいは亜硝酸の塩を主とする窒素酸化物、塩化ナトリウムや塩化カリウムを主とする海塩粒子、ケイ酸塩を主とする土壌性粒子であった。季節変動が認められなかったイオン種はススあるいは有機物を主とするカーボンクラスタや塩化銅であった。

正イオンでは各金属イオン、海塩粒子、亜硫酸及び硫酸のNa塩、MSAのNa塩等イオン種が検出され、その金属イオンの挙動は以下の2つに分類された。タイプI: Ti, V, Fe, Mn, Ga, (Zr), Sn, Pb, タイプII: Cr, Cu, Ba, Pb

4. まとめ

1) 海塩粒子は大気中で成分ごとの粒子化が起こっている(NaCl , Na_2SO_4 , CuCl)、2) 硫黄酸化物は光化学反応により粒子化し、成長していく。3) タイプI (Ti, V, Fe, Mn, Ga, Sn, Pb) の粒子は粒径の大きな粒子ほど多く存在する。4) Baは粒径の小さな粒子ほど多く存在する。5) 硫黄酸化物、窒素酸化物には挙動に相関があり、光化学反応による粒子化が予想される。6) 海から直接放出された一次粒子には窒素酸化物との相関は小さい。7) 硫黄酸化物が気体→粒子化をする過程に窒素酸化物が関係している。8) 冬季には南極域外からのケイ酸塩等の物質輸送が予想される。9) タイプI (Ti, V, Fe, Mn, Ga, Sn, Pb) は主成分がケイ酸塩の粒子として存在している。10) Pbには主成分がケイ酸塩の粒子と人為起源と予想される粒子(塩化物及び硝酸塩)が存在する。11) 硫酸NaはMSAの変性以外の起源が存在する。12) 冬季における硫黄酸化物と窒素酸化物の挙動はPSCsの影響が予想され、ケイ酸塩へ凝集や吸着をしている。13) 4~6月における硫黄酸化物や窒素酸化物は昭和基地付近で発生した粒子ではなく、海から輸送されてきた粒子である。14) 海からの流入量が増加する9~10月には、他の成分を吸着、凝集した海塩性の粒子は少ない。15) 冬季のケイ酸塩は窒素酸化物硫黄酸化物の挙動からPSCsの影響が予想される。16) 塩化銅は海塩成分である。17) 硫酸ナトリウムや亜硫酸ナトリウムはMSAの変性の他に海から直接大気に放出される一次粒子が存在する。18) 日射量の多くなる時期には他成分を核として硫黄酸化物の二次粒子化が起こっている。

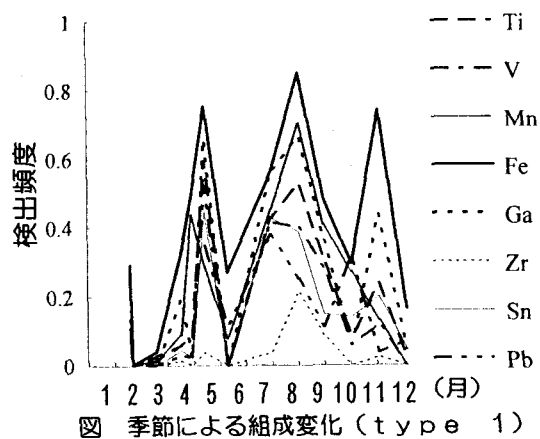


図 季節による組成変化 (type 1)

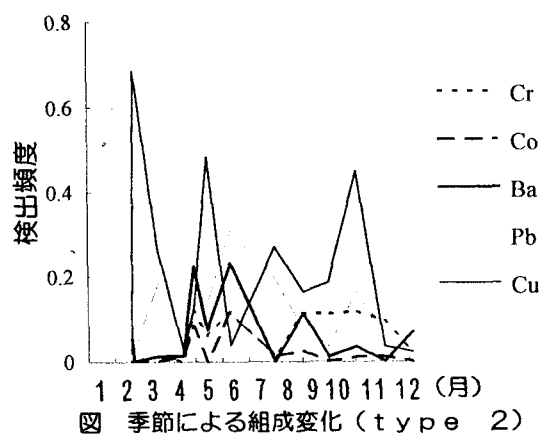


図 季節による組成変化 (type 2)

降雪のVTR画像から求めた 昭和基地における雪の粒径分布について(2)

吉田 豊、畑中 雅彦、高橋 尚子、竹谷 弘(室工大)、和田 誠(極地研)

1. はじめに

気象レーダによる降雪の観測において降雪粒子の性状に関する情報を把握することは定量的測定を行うために不可欠である。著者らは、必要な物理量のうち特に降雪片の粒径分布に着目し、南極昭和基地の地上で録画された降雪のVTRテープから粒径分布を求める簡便な方法を考案した¹⁾。

今回は測定値をVTR画像から算出する方法に対する検討と得られた粒径分布に対する気象条件との関係などについて報告する。

2. 計測装置及び方法

装置は屋外のセンサー部と屋内の記録部をケーブルで結んでいる。透明なフィルム面状に降雪片を受け、下からビデオカメラで撮影する。すなわち、センサー部はビデオカメラ、フィルムの送り軸及び巻取り軸、ランプから構成され、記録部はビデオテープレコーダとモニターから構成される。降雪片画像はビデオディジタイザでディジタイズし、フレームメモリを搭載したパーソナルコンピュータにより処理する。降雪片を載せるフィルム

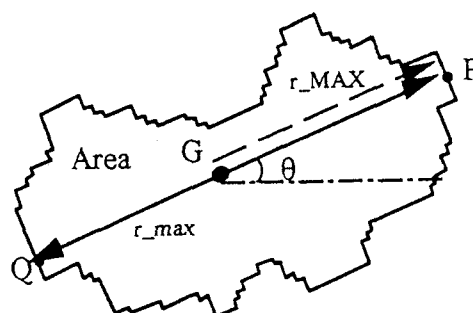


図1 降雪片断面図

は適当な時間間隔で屋内から移動操作するが、全体として時系列のデータであるので降雪片の重なり、背景部のオフセットノイズを取り除くため画像の差分処理を行った。差分化された画像は投影・逆投影処理²⁾を施し、個々の降雪粒子の像を確定する。さらに多数の降雪片が含まれている画像から個々に降雪片を切り取り、保存する処理を行う。個別化した降雪片から図1に示すように重心G、長軸長より算出する半径 r_{max} 、重心より最遠点までの半径 r_{MAX} 、面積Area及び面積から算出された等価半径 r_{area} を算定して、粒径分布を求めた。このときの各諸量の単位は pixelである

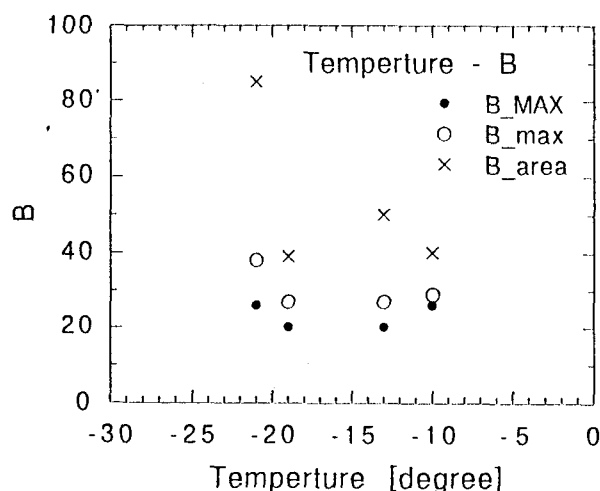


図4 粒径分布係数と気温の関係

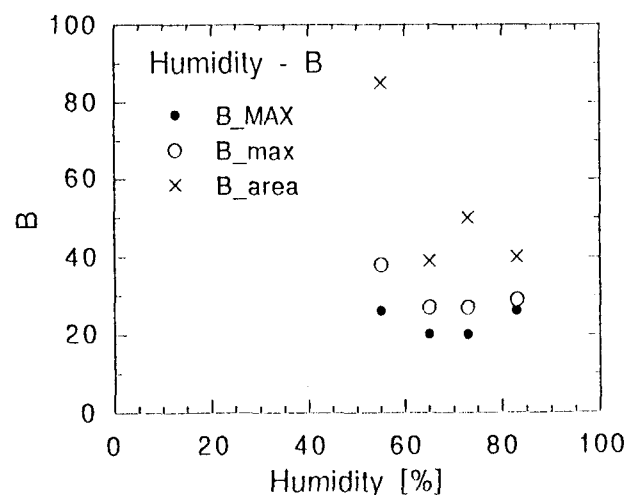


図5 粒径分布係数と湿度の関係

が、画面上で $1\text{mm}=30\text{pixel}$ であることから粒子半径は $[\text{cm}]$ にて表す。

3. 降雪粒子の粒径分布

粒径分布を求めるため使用した VTR テープは、南極昭和基地において 1988 年 9 月 5 日 23:58 から翌日の 2:16 までと、16:11~17:12 に撮影された降雪画像データである。

図 2 及び図 3 は各粒子半径に対して得られた粒子個数 (図 2 は約 800 個、図 3 は約 1000 個の降雪片) の分布を示したものである。いずれの設定半径においても直線近似が可能であった。直線近似による関数は西辻の分布²⁾に基づき、 $N(r)$ 軸を $d\log n(r)/dr$ とすることで 10^{-B} にて分布を直線近似した。 $N(r)$ に限界を設定し、特に 10 以下の値を切り捨てて近似したが、各設定半径毎に B 値が異なる結果を得た。また、前報で報告した 1988 年 4 月 5 日と 10 月 1 日での値に比べ小さい結果が得られた。

従って、前報での結果も含めて分布の傾きの近似値 B について降雪片の形状がそのときの気象条件といかなる関係にあるかを調べ、図 4 に温度、図 5 に湿度との関係を示した。データが 4 点しかないため、明確な結論は得れないが、温度、湿度に関し、等価半径による分布に特徴がみられた。

4. まとめ

VTR 画像を利用した粒径測定において、正確な降雪片の形状を把握することは難しいが、本手法は、降雪観測の現場などでの降雪片の計数作業には非常に有効であると思われる。

今後は、より変化に富む条件下でのデータの蓄

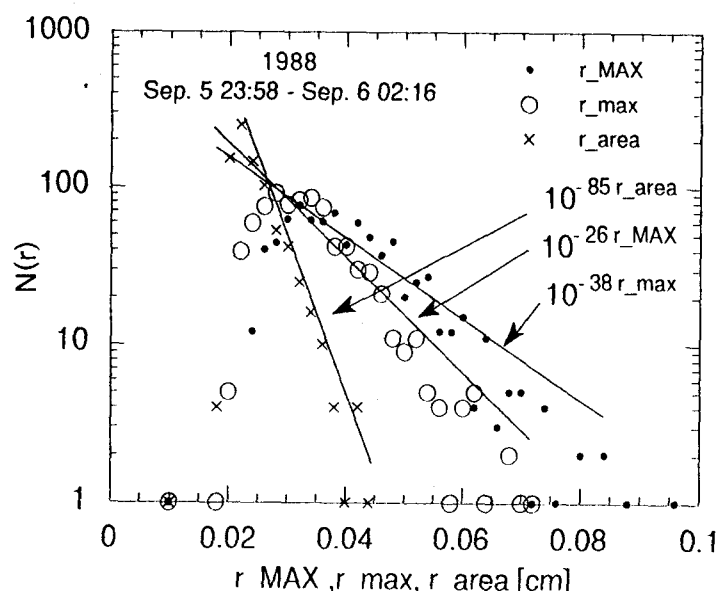


図 2 粒径分布測定例 (1988.9.5)

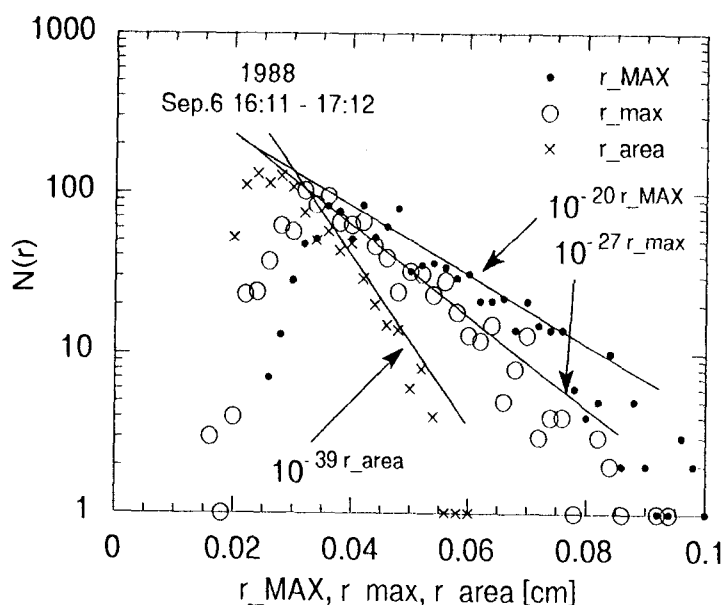


図 3 粒径分布測定例 (1988.9.6)

積により、定量的粒径分布の把握を目指す予定である。

《参考文献》

- 1) 畑中、他：平成 5 年度極域水圏シンポジウム前刷集 P.9 (1993)
- 2) 西辻 昭：NIT 電気通信研究所昭和 52 年度委託研究報告、P.4

” しらせ” 船上で採集したエアロゾル粒子の化学組成

毛利英明・岡田菊夫（気象研） 永尾一平・田中浩（名大水圏研） 古賀聖治（資環研）

1. はじめに

海洋性エアロゾルの主成分は、海塩と硫黄酸化物（硫酸・硫酸アンモニウム・MSA etc.）である。海塩粒子はおもに半径 $0.3 \mu\text{m}$ 以上で、海中の気泡が海面で破裂することにより生じる。生成してまもない海塩粒子の化学組成は海水と同じであるが、大気中で様々な過程を経て変化していく。そのなかでも最も重要なのが変成（modification）と呼ばれるプロセスである。海塩粒子に大気中の二酸化硫黄・硫酸・硝酸 etc. がとりこまれ、かわりに塩素が放出される。（海洋大気中の塩素は、変成により生じるものが大部分である。）我々は、以前より海洋エアロゾルの化学組成を、電子顕微鏡とそれに付属するエネルギー分散型X線分析器を用いて調べてきた（Mouri & Okada 1993; Mouri et al. 1993）。ここでは92年の”しらせ”の航海において採集された粒子の分析結果について報告する。

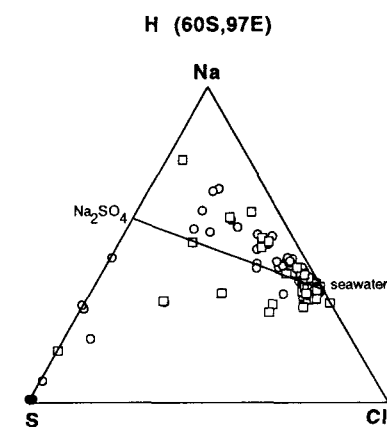
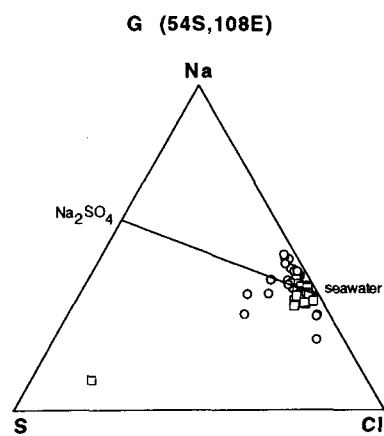
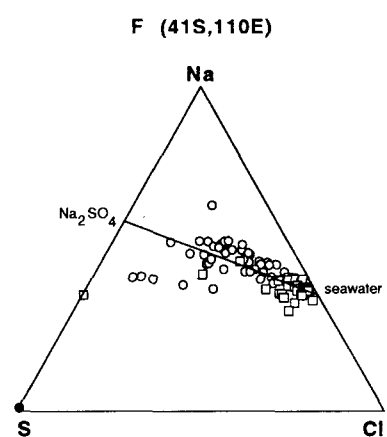
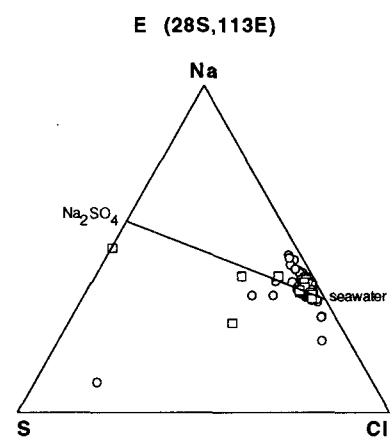
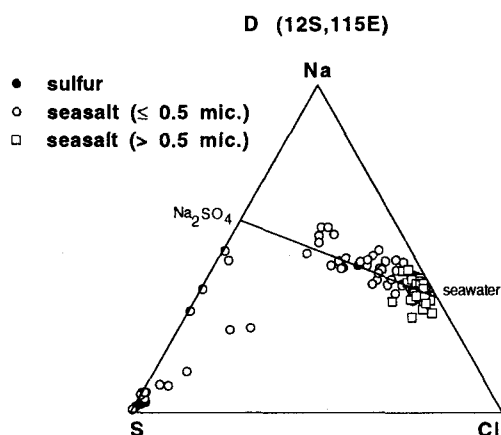
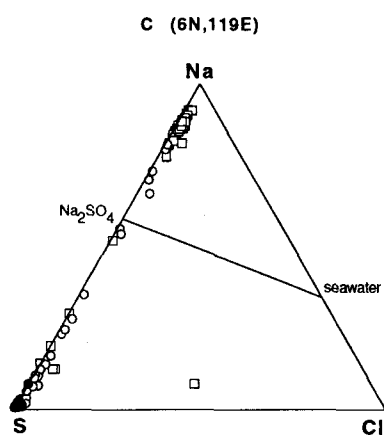
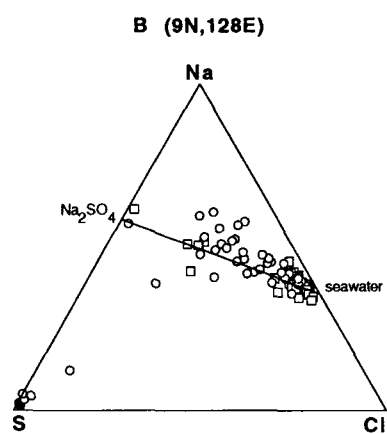
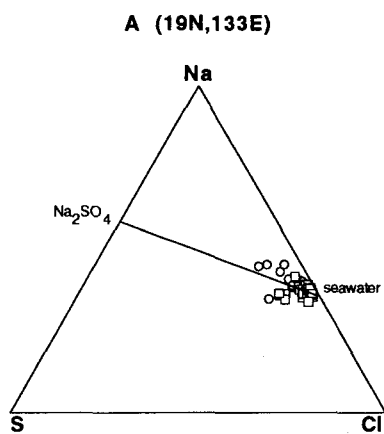
2. 結果

我々は、ナトリウム・マグネシウム・硫黄・塩素・カリウム・カルシウムの（相対）存在量を各サンプルにおいて、粒子100個について測定した。結果を下に掲げる。これらの三角ダイアグラムは、海塩の主成分であるナトリウム・塩素・硫黄の重量比を示す。●は硫黄の含有量が全体の90%以上であるもので、硫酸、硫酸アンモニウム、もしくはMSAと考えられる。○は半径 $0.5 \mu\text{m}$ 以下の海塩粒子、□はそれよりも大きい海塩粒子である。直線は海水における重量比と硫酸ナトリウムの重量比とをつないでおり、変成が硫黄酸化物のみによる場合には、この直線にデータがのることが期待される。

外洋の海塩粒子の変成には、硫酸イオンのほかに硝酸イオンが関与しており（この場合、データは三角ダイアグラムで直線よりも上に位置する）、変成を受けた粒子の割合が小さいことが、これまでの結果から解かっている（Miura et al. 1991; Mouri & Okada 1993）。これに対し、”しらせ”は沿岸を航行していたので、より陸地の影響を受けたデータを見ることになる。図から明らかなように、多くのサンプルで、非常に高い割合で変成を受けた海塩粒子が見つかった。とくに、インドネシア近海で採集されたサンプルCでは、殆ど全ての粒子が塩素を完全に失っている。また、一部のサンプルでは、データ点は海水と硫酸ナトリウムを結ぶ線上に並んでおり、変成が主として、硫酸によって行なわれたことを示している。もちろん我々の結果はケーススタディに過ぎないわけで、今後、流跡線解析などが必要であろうが、上の結果は、沿岸における海塩粒子の変成の特徴を示しているといえよう。

参考文献

- Miura, K., Kumakura, T., and Sekikawa, T. 1991, J. Meteor. Soc. Japan, 69, 429-428
 Mouri, H., and Okada, K. 1993, Geophys. Res. Lett., 20, 49-52
 Mouri, H., Okada, K., and Shigehara, K. 1993, Tellus, 45B, 80-85



オゾンゾンデ特別連続観測 (ROSA93)の観測結果報告

杉田興正・高尾俊則・小池仁治・鎌田吉博・櫻井敬三（気象庁）

34次隊ではオゾンホール発生期におけるオゾンの移流を調べるため1993年9月にノイマイヤ基地（ドイツ）マイトリ基地（インド）と共同でオゾンゾンデの連続観測を行った。その結果を発表する。

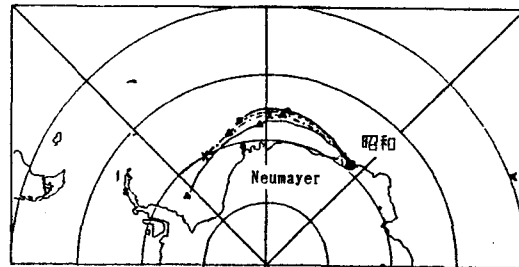
観測方法は9月1日から9日までの毎日12 UTCに各基地においてオゾンゾンデを飛揚しオゾンの垂直分布を同時観測するというものである。昭和基地ではあまり天候に恵まれなかったものの9月2日を除く8回の観測ができた。

残念ながらマイトリ基地の詳細な結果は入手できておらず今回はノイマイヤ基地と昭和基地との結果の比較を行った。

〔結果〕

第1図に90, 70, 50, 30 hPaの各指定気圧面における Backward Trajectoryを示す。これは上空の風速データを基にして9月3日12 UTCに昭和基地上空に達した空気塊が以前にどこにあったかを時間をさかのぼって計算したもので12時間毎の位置を示してある。これによるとこれら上空の空気塊は約24時間かかってノイマイヤ基地付近から昭和基地付近に到達したことがわかる。

第2図にノイマイヤ基地と昭和基地におけるオゾンの垂直分布を示す。これを見ると日々の垂直分布はあまり一致が見られないものの、ノイマイヤ基地の垂直分布と1日後の昭和基地での垂直分布はオゾン分圧の高度など非常によく一致しており、大気の動きを裏付ける結果となっている。



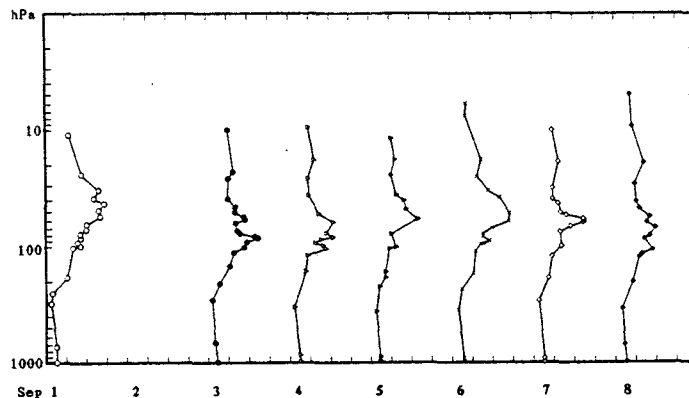
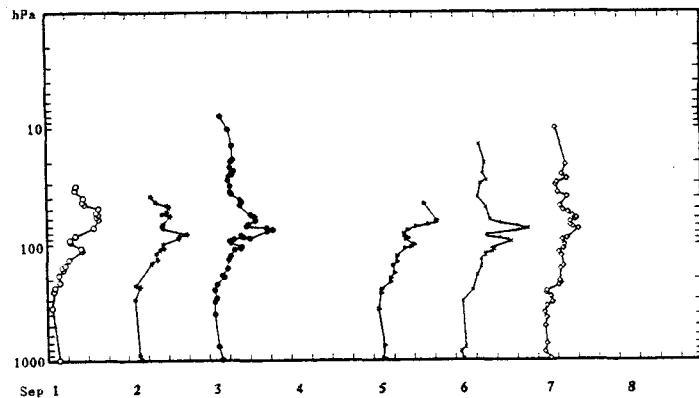
第1図

昭和基地付近の大気のBackward Trajectory

INITIAL 93. 9. 3 12UTC

—○— : 90 hPa -△- : 70 hPa
-×- : 50 hPa —▲— : 30 hPa

（気象研究所 山崎氏の資料より）



第2図

共同観測期間のオゾン分圧の高度分布

上段：Neumayer基地

70° 40' S 8° 15' W

下段：昭和基地

69° 00' S 39° 35' E

南極昭和基地における極夜のオゾン全量の変動

気象研（物理） 忠鉢 繁

1. はじめに

南極の高緯度地域で進行しつつある春期のオゾン全量の減少は、年々その激しさを増している。しかし、南極地域においては、4月から8月にかけて、極夜のデータが充分ではないため、南極オゾンホール形成過程にたいする理解が遅れている。今回は、昭和基地で観測されたオゾン全量データ、及び人工衛星搭載のTOMSにより観測されたオゾン全量データを用いて、極夜の期間の昭和基地上空のオゾン全量の変動を議論する。

2. データ

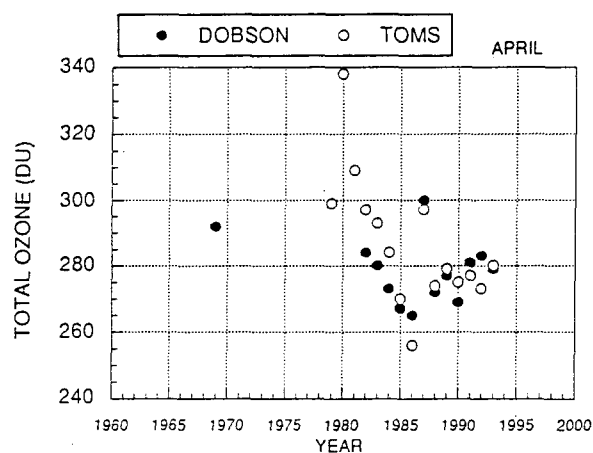
オゾン全量はTOMSデータ（1991年まではNASA配布のCD-ROMに、1992年以降はNSDCの配信による）及び昭和基地のドブソン分光光度計による観測による（1990年まではAtmospheric ozone data in Japan (30-years period averages 1961-1990（気象庁）、それ以降はそれぞれの年のAntarctic meteorological data（気象庁）による）。

3. TOMSデータとドブソン分光光度計による観測との比較

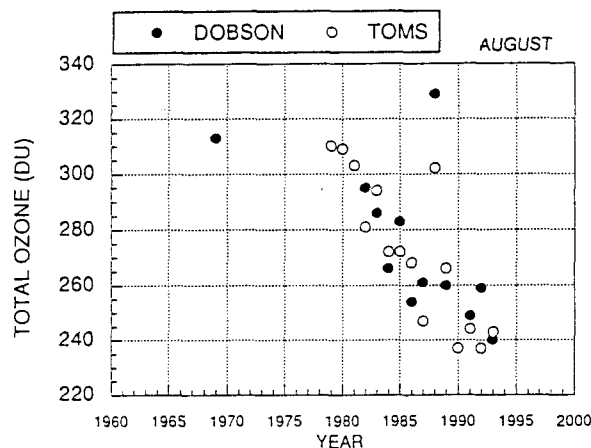
4月および8月のTOMSにより観測されたオゾン全量を、ドブソン分光光度計で観測されたオゾン全量と重ね合わせて示す。両者の変化傾向は良く一致していることがわかる。

4. 解析

ドブソン分光光度計により観測された4月～7月の月平均オゾン全量には、有為なオゾン全量の減少傾向は見られない。8月にはすでにオゾン全量の減少が観測されている。



第1図 南極昭和基地におけるドブソン分光光度計による4月の月平均オゾン全量を、TOMSによる4月の月平均オゾン全量と重ね合わせて示す。



第2図 南極昭和基地におけるドブソン分光光度計による8月の月平均オゾン全量を、TOMSによる8月の月平均オゾン全量と重ね合わせて示す。

南極昭和基地における霧粒の観測例

岩井邦中（信州大学教育学部）

1. はじめに

雲粒の粒径分布は雲の特性のうちで最も基本的な量である。一般的に雲の凝結核（CCN）の少ない海洋上の雲の粒径分布は広がりをもっているのに対して、CCNの多い大陸上の雲の粒径分布は狭く大きな粒子が存在しにくいことが知られている。昭和基地でのエートケン粒子の測定で、太陽の出ない冬期には非常に減少することが知られている（岩井(1979)）。CCN濃度は当然、エートケン粒子濃度より小さく、雲粒の濃度は低いと予想される。しかし、これまで昭和基地において、雲粒、霧粒の粒径分布の測定はほとんどない。

昭和基地に於ける年間の霧日数の平均は9日（理科年表による）であり、冬より夏の方が多い。1992年の霧日数は6日であり、1月2回、7月1回、8月2回、10月1回となっている（33次隊報告）。ただし8月の2回は14日から15日にかけてのものである。このうち、7月5日と8月14日の霧粒をレプリカにとることができたので、これについて述べる。

2. 観測方法と採集時の気温

フオルムバール1パーセントの二塩化エチレン溶液をスライドガラスに薄く塗り霧の中に露出し霧粒のレプリカを作成した。したがって、霧粒は自由落下で採集したことになる。露出時間は30秒から約2分である。採集時の気温は7月5日が約 -16°C で霧は大部分が過冷却水滴からなっていた。8月14日は気温 -29°C で霧はほとんどが氷晶からなっていた。

3. 結果と議論

第1図に7月5日20時39分に採集した過冷却霧の粒径分布を示す。横軸は直径であり、縦軸は $5\mu\text{m}$ 間隔の単位体積中の空間個数である。なお、空間個数 N_d は次の式で算出した。

$$N_d = E \cdot N_p / (v \cdot t \cdot S)$$

N_p :スライドガラス上の個数、 v :落下速度、 t :露出時間、 S :面積、 E は捕捉率であるがここでは1とした。 $5\mu\text{m}$ 以下の粒子は見いだされなかったが、恐らく捕捉率の関係で採集されなかったと考えられる。分布はかなり広く、最大直径 $60\mu\text{m}$ まで存在していた。単位体積当りの総個数は $14\text{個}/\text{cm}^3$ であり、霧水量は約 $0.02\text{g}/\text{m}^3$ であった。単位体積当りの総個数が14個というのは大変少ないようであるが冬期のエアロゾル個数から考えて妥当な値であろう。霧が濃い時には電線に霧水がついており、視程は300メートルであったが21時での視程は800メートルになっており、霧は大分薄らいできたものと考えられる。

Houghton & Radoford(1938, by Petterssen(1956))によると視程の対数と霧水量の対数の間には直線関係があり、霧水量 $0.02\text{g}/\text{m}^3$ のときには視程はほぼ800メートルであり、上の結果とよく合っている。

写真1には8月14日のIce fogのレプリカ写真を示す。角柱状結晶と板状結晶が同時に成長している。

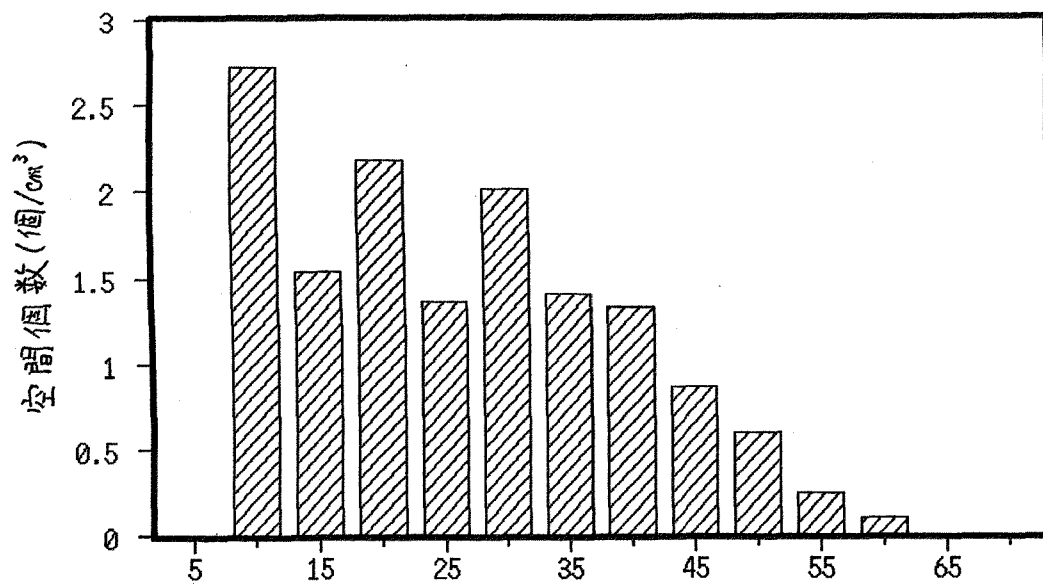
第2図に角柱状結晶のa-軸方向とc-軸方向の関係を一部示す。

参考文献

岩井邦中, (1979): 昭和基地におけるエアロゲン粒子濃度について - 序報 -
南極資料第67号 172-179

Petterssen, S. (1956): Weather Analysis and Forecasting 2nd Ed. volume 2

1992年7月5日昭和基地における
過冷却霧の粒度分布 2



第1図

霧粒の直径 (μm) 200

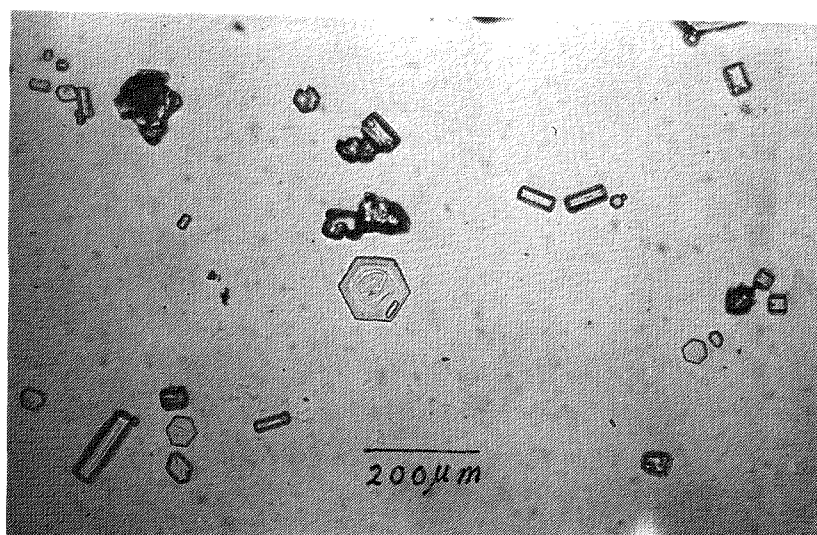
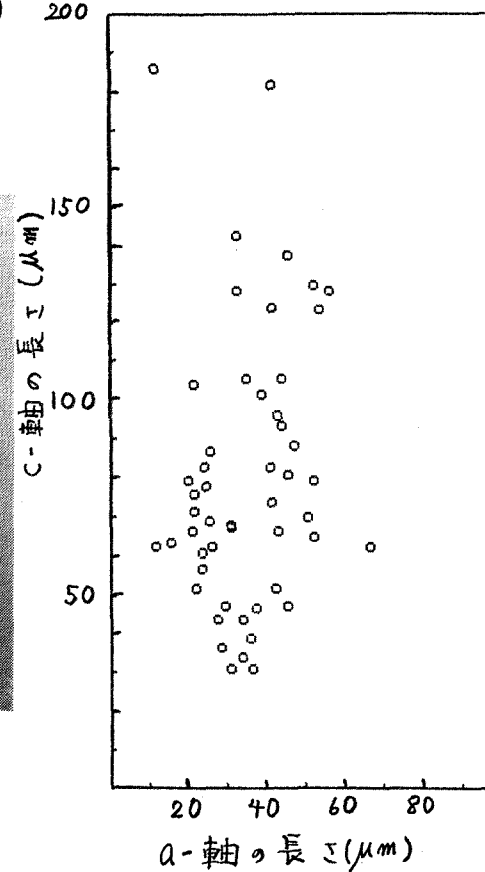


写真1



第2図

北半球冬季のオゾン量の水平構造の年々変動

川平 浩二, 若島 将洋 (富山高専)

1. 序

最近の北半球冬季において、オゾン量が急速に減少しており、特に1993年は著しかった(気象庁, 1994)。これらは1991年6月のピナツボ火山噴火による成層圏エアロゾルの増加による、不均一反応のせいと考えられている。

しかし、UARS衛星観測によれば、一酸化塩素の北半球分布は大規模スケールであり、力学的要因も急激な変化に影響を与えていることが示唆されている。この力学効果は重要といわれながら、その役割は不均一反応に比べて重要視されない傾向がある。本研究では最近のオゾン変動と力学的効果の関連をデータ解析により明らかにしていきたい。

2. 使用したデータと解析方法

オゾン量の観測は1979年以来継続しているNimbus 7/TOMSデータのver. 6を用いた。geopotential heightはNMCデータの北半球域について1980年から1988年の日々のデータを用いた。解析は40–50°N帯の12月平均に注目した。12月は比較的に成層圏突然昇温が生じない期間であるので、冬季の循環の年々変化をみるのに適切な期間であると考えた。解析は、緯度帯についてオゾン、高度や温度について、冬季に卓越する大規模波動との関連をみるために緯度円のフーリエ解析に基づいた。

3. オゾン量の変動

最近のオゾン量の変動をみるために40–50°Nに関する1980年から1991年迄の12月平均の推移を示したのが図1である。1989年以降はオゾン量が急減していることが示されている。更に、89年以前は年々変動に周期的変化が見えたのに対し、89年以降は一方的に減少していることも特徴である。

図1の緯度円平均オゾン量の変動と波数解析したオゾン量の振幅を比較したのが図2–4である。図2は波数1の振幅との比較であるが、特徴は波数1の振幅が大きいとき(87, 88年を除き)緯度円平均オゾン量は減少している。つまり、波数1の振幅と緯度円平均との間には逆相関の関係がみられる。特に、89年以降のオゾン急減期には明らかである。

図3と4は、波数2と3の振幅と緯度円平均値の関連であるが、この図は図1と逆に振幅が増大するとき、平均オゾン量は増大する正の相関を示している。この正相関も89年以降は特に顕著である。

この振幅の年々変化は、図5でもっとはつきり示され、波数1と2, 3の間に逆相関がある。

このようなオゾン量の緯度円平均値と波数1の振幅の逆相関の関係は、川平等(1993)において南半球のオゾンホール水平構造の解析においても指摘されたことで、興味ある事実である。しかし、オゾン量は鉛直

積分量であり、変動は20 km以下の下部成層圏のオゾン量の変化と解釈される。これらの変動が、循環場と関連があるのかどうかについてgeopotential height（高度場）の解析と対応を行った。

4. 高度場とオゾン量の変動の関連

NMCの高度場のデータは1988年までであり、オゾン量の振幅と高度の振幅のみ200 mb (hPa) について比較し、循環とオゾン量の変動の関連を波数1について見たのが図6である。波数2から5においても、図と同様な関連が見出されており、オゾン量の変動は大規模波動の活動の結果生じていることがはっきり見える。

更に高度場が対流圏の波動の活動と関連があるかどうかについて示したのが、図7である。これも予想以上に、同じ変動が見え、対流圏から下部成層圏にかけて強い繋がりを示している。

5. まとめ

オゾン変動を大規模波動の変化と関連した循環との対応で考える解析事実を得たと考えられる。年々変動を循環とオゾン量の関連から捉えることで、両者の繋がりと変動の要因を追求していきたい。

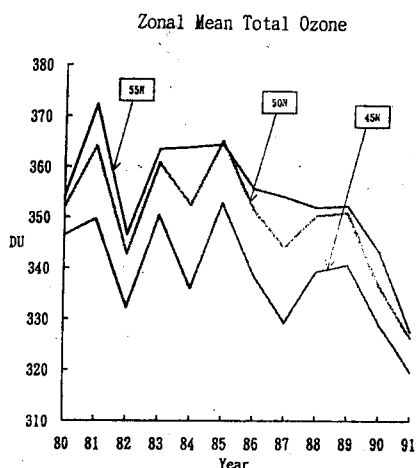


図 1 北半球中緯度における、12月平均のオゾン量の年々変化。

図 1

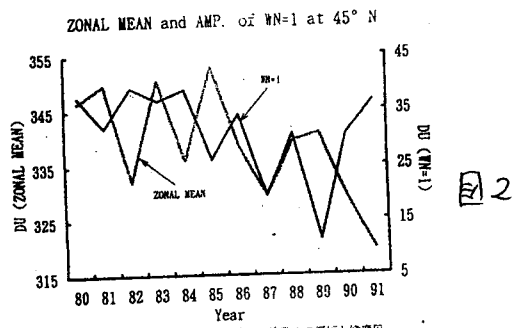


図 2 12月の45°Nにおける、波数1の振幅と緯度円平均値の年々変化。

図 2

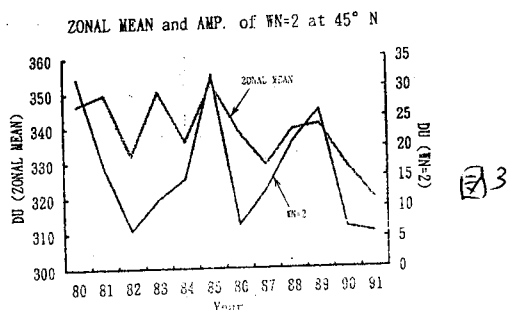


図 3 12月の45°Nにおける、波数2の振幅と緯度円平均値の年々変化。

図 3

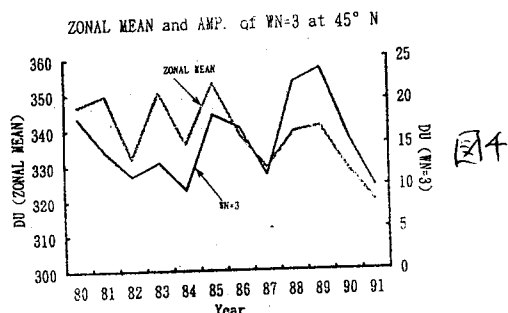


図 4 12月の45°Nにおける、波数3の振幅と緯度円平均値の年々変化。

図 4

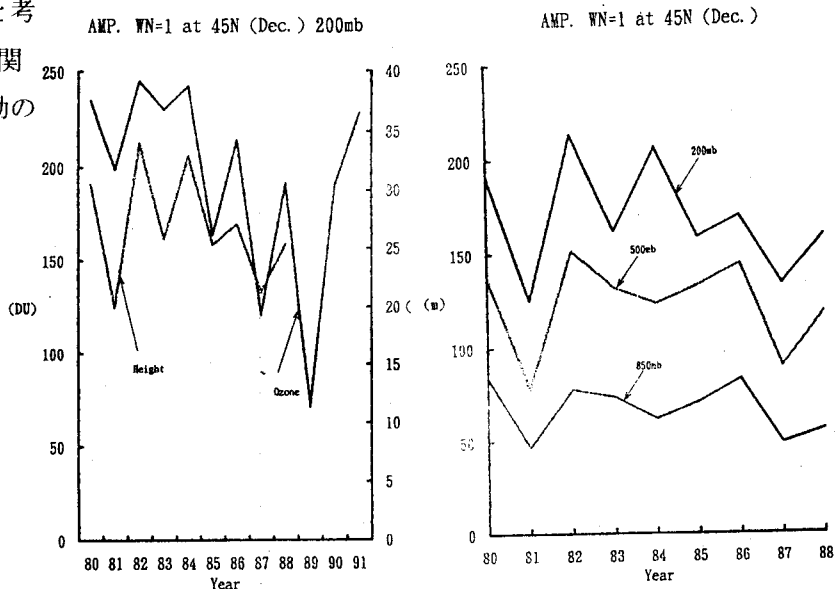


図 6

図 7

$h' \in C_3$

h'

火山性エアロゾルの極域成層圏に及ぼす放射効果について

柴田清孝 (気象研究所、気候研究部)

1. 目的

火山性エアロゾルが放射を通して極域成層圏の温度をどの程度変化させるかを、力学による加熱を固定する FDH(Fixed Dynamical Heating) モデルを用いて評価する。

2. 実験

NMC データの 12 年 (1979-1990) の月平均値を用いて平年値の力学による加熱率 (Q_D^N) を放射加熱率 (Q_R^N) と温度の時間変化 ($\frac{\partial T^N}{\partial t}$) から求める:

$$Q_D^N = \frac{\partial T^N}{\partial t} - Q_R^N,$$

但し、放射加熱率はバックグラウンドエアロゾルに対するものである。火山性エアロゾルが注入された時の温度変化は次式で与えられる:

$$\frac{\partial T^V}{\partial t} = Q_D^V + Q_R^V,$$

力学加熱が変化しないという FDH の仮定から $Q_D^V = Q_D^N$ となり

$$\frac{\partial T^V}{\partial t} = Q_D^N + Q_R^V.$$

これを積分して温度を求めるが、300 hPa より下は NMC の平年値に調節する。モデルは鉛直 23 層、南北 5 度の 2 次元モデルで、太陽放射は各経度での値を帯状平均して使う。エアロゾルは放射特性の波長分布は LOWTRAN のデータとピナツポ火山のものとして Asano(1993)、Asano *et al.*(1993) がビショップリングやサンフォトメータの解析から求めた粒径分布 (log-normal; $R_e = 0.6 \mu m$; $V_e = 0.05$) を、タイプは火山灰 (Ash)、硫酸 (H_2SO_4) の 2 種類、鉛直分布は LOWTRAN をそれぞれを用いた。

エアロゾルの水平分布は緯度によらず一定に与え、鉛直分布は対流圏界面からの距離が LOWTRAN のそれに一致するようにした。放射の計算は太陽、赤外放射とも 4-ストリーム近似法 (Shibata and Uchiyama, 1992; 1994) で行なった。

3. 放射加熱率

Extreme で Ash(VEASH) と H_2SO_4 (VEH2S) のエアロゾルの太陽放射加熱率変化 (バックグラウンドとの差) を比較すると、Ash は太陽放射の吸収が非常に強くその場にピークが現われるが、VEH2S はそれが非常に弱く、散乱が強いため上部成層圏に弱い加熱のピークがでる。赤外放射では両者はほとんど同じ符号、大きさを示す。この結果、正味の効果としては VEASH では太陽放射が効き、VEH2S では赤外放射が効いてくる。70 hPa での時間 (月) -緯度断面図 (1 図) に見られるように VEPH2 では極で加熱率は大きくなり、夏期に負、冬期に正になる。VEASH では夏期に大きな加熱を示す (図略)。

4. 温度変化

6月15日を初期値にして温度(T^V)を積分し、 T^N との差を調べた。温度変化は放射加熱に対応して極で大きくなり、図2のVEPH2Sの70 hPaでの時間(月)一緯度断面図に示すように極での冬期の昇温は1-2度で、夏期の降温は4-5度になる。

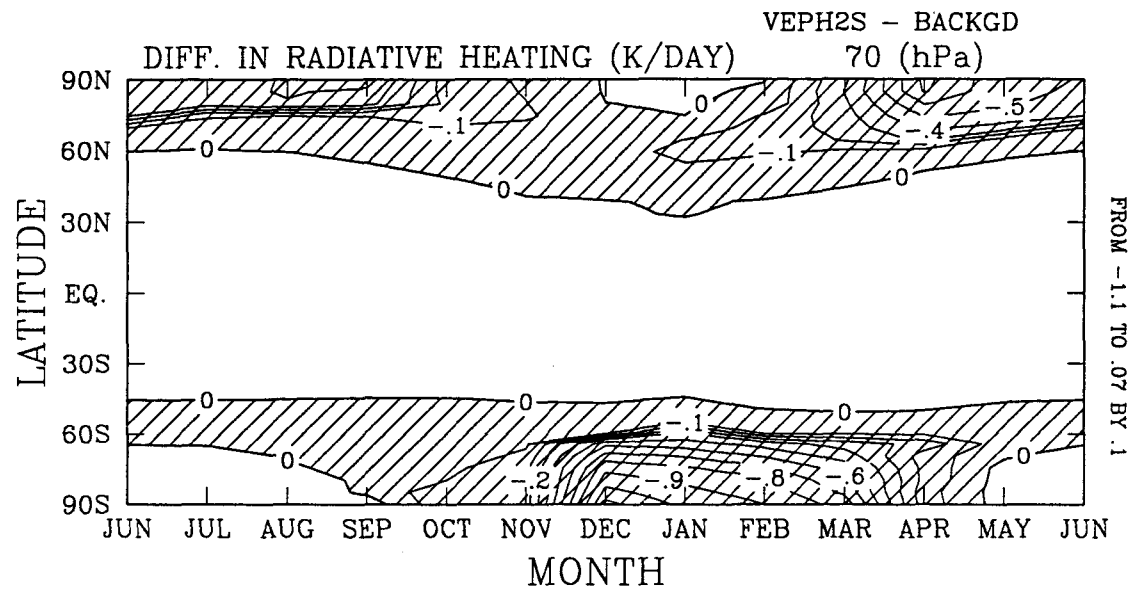


図1. VEPH2Sの放射加熱率変化の時間(月)一緯度断面図。

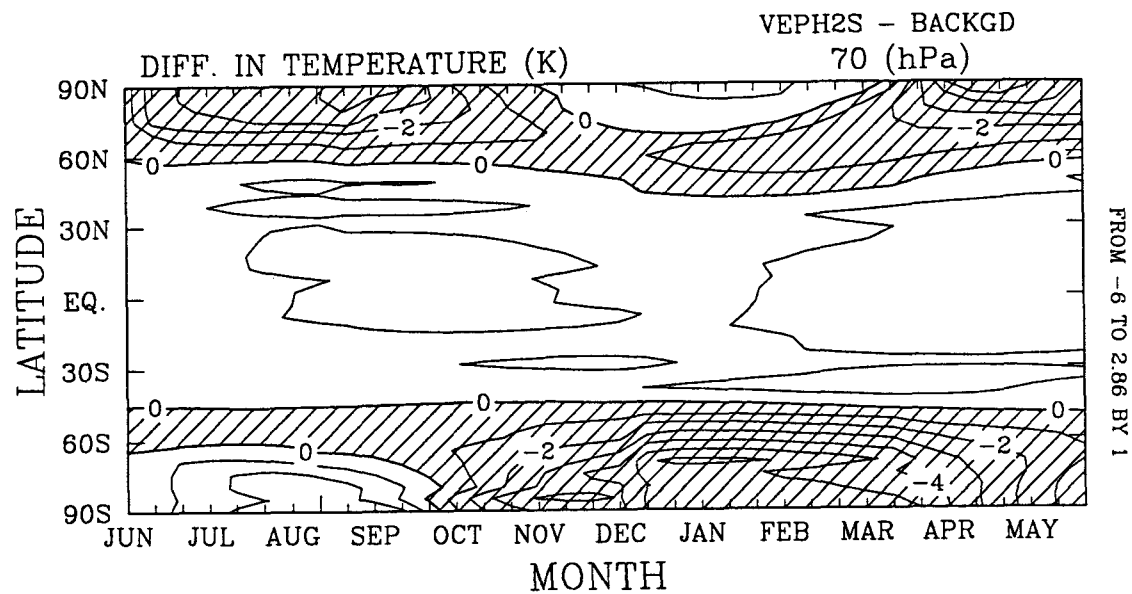


図2. VEPH2Sの温度変化の時間(月)一緯度断面図。

北極圏ライダー観測 II、スピッツベルゲン

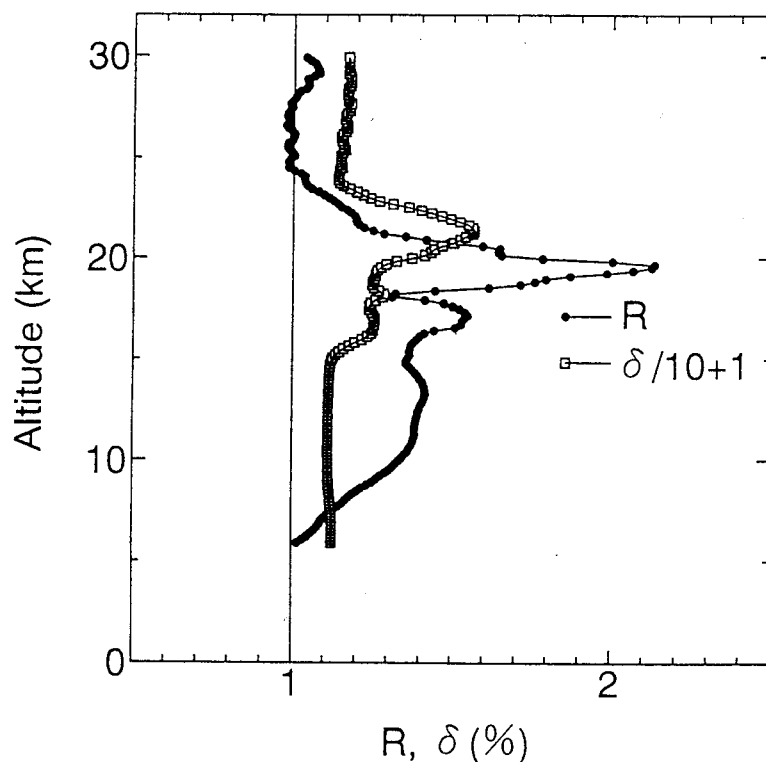
Lidar Measurements in Arctic II, PSCs observed at Ny-Ålesund

柴田 隆¹、岩坂泰信¹、林 政彦¹、酒井 哲¹、足立 宏¹、小塩哲朗¹、
藤原玄夫²、白石浩一²T. Shibata¹, Y. Iwasaka¹, M. Hayashi¹, T. Sakai¹, H. Adachi¹, T. Ojio¹,
M. Fujiwara², K. Shiroishi²

1 : 名古屋大学太陽地球環境研究所 2 : 福岡大学理学部

1: STELab, Nagoya Univ. 2: Faculty of Sci., Fukuoka Univ.

ノルウェー、スピッツベルゲン島上空の成層圏は冬季ほとんどの場合、北極渦のほぼ中心に位置し、 -80°C 以下の低温となることが非常に多い。成層圏雲（PSC）はこのような低温域に発生することが知られているが、スピッツベルゲン島はこのPSCの観測には最適の地点と言える。名大STE研と福岡大理学部は1991年より、冬季アラスカでのライダーによるエアロゾルの観測を継続しているが、アラスカは冬季ほとんどの場合上記極渦の外に位置し、北極成層圏特有の現象を観測することは不可能であった。このため1993年度アラスカのライダー装置をスピッツベルゲン島、ニオールセンの北極センター建物の横に移設し本年1月後半から3月初めにかけて初めての観測を実施した。観測期間中ニオールセン上空の下部成層圏は大半の時期、硝酸氷のPSCが発生すると言われていた -80°C 以下まで冷え込んでおり、PSCの検出が予測できる状況であったが、この期待を裏切ることなくPSCからと思われるライダー信号が数回にわたって検出された。下にPSCが観測されたと2月28日のエアロゾル後方散乱比（R）と偏光解消度（ δ ）の分布を示す。観測されたPSCは、しかしながら、これまでにライダーで観測された北極PSCの特性とは若干違っているようである。



図、最も著しいPSCが現れた
2月28日の後方散乱比（R）
と偏光解消度（ δ ）の高度分布。

北極圏ライダー観測 III、アラスカ

Lidar Measurements in Arctic III, Alaska

足立 宏¹、柴田 隆¹、岩坂泰信¹、林 政彦¹、小塩哲朗¹、酒井 哲¹、
藤原玄夫²、中根英昭³、近藤孝治⁴H. Adachi¹, T. Shibata¹, Y. Iwasaka¹, M. Hayashi¹, T. Ojio¹, T. Sakai¹,
M. Fujiwara², H. Nakane³, K. Kondoh⁴

1 : 名古屋大学太陽地球環境研究所 2 : 福岡大学理学部

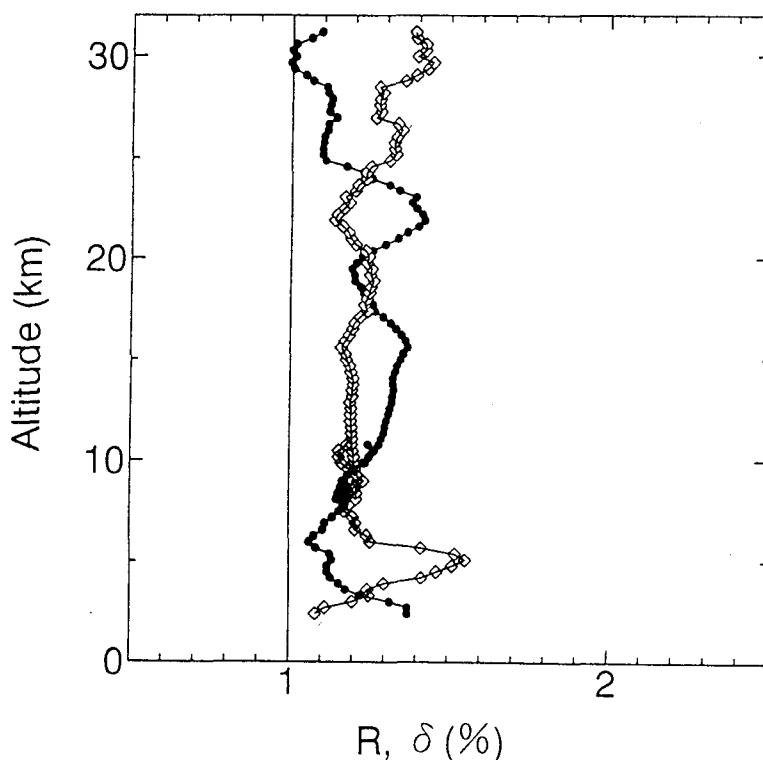
3 : 国立環境研究所 4 : 高層気象台

1: STELab, Nagoya Univ. 2: Faculty of Sci., Fukuoka Univ.

3: National Institute for Environmental Study 4: Aerological Observatory

名大、福大グループは、アラスカ中央部フェアバンクスにてアラスカ大学地球物理研究所との共同研究として1991年よりライダーによるエアロゾルの観測を、毎冬季実施している。各年度間の変動は”北極ライダー観測 I”で示される。ここでは1993年度の観測でとらえられた特徴について述べる。

1993年度は前年度からの装置を一新し、送信レーザーの出力、受信望遠鏡径ともに増加して観測能力が一段と向上・充実した。観測は2月の上旬から3月の下旬にかけて実施されたが、特に2月半ばから終わりにかけては快晴に恵まれて10夜の連続データを得ることができた。10夜の観測から得られたエアロゾルの高度分布を比較すると、観測前半から後半にかけて全体のエアロゾル量が数分の一に減少していて、日本上空のエアロゾルのに比べて変化が大きい。また2月18日から21日にかけて、高度23km付近に独立した層が現れている。同様の層は日本上空でも観測観測されていて、両者の関連は興味をもたれる。下図は2月19日の高度分布である。



図、2月19日の後方散乱比（R、黒丸）と偏光解消度（ δ 、白菱形）の高度分布。R-1はエアロゾルの混合比に比例、 δ は非球形粒子存在の指標である。

北極圏ライダー観測Ⅳ 極渦の内と外

Atmospheric Observation in the Arctic IV In and Out the Polar Vortex

* 藤原玄夫 + 柴田隆 + 岩坂泰信 + 林政彦

M. Fujiwara, T. Shibata, Y. Iwasaka, M. Hayashi,

+ 小塩哲朗 \$ 近藤幸治 # 中根英治

T. Ojio, K. Kondoh, E. Nakane

* 福岡大学理学部

+ 名古屋大学太陽地球環境研究所

Faculty of Sci., Fukuoka Univ. STE Lab., Nagoya Univ.

\$ 高層気象台

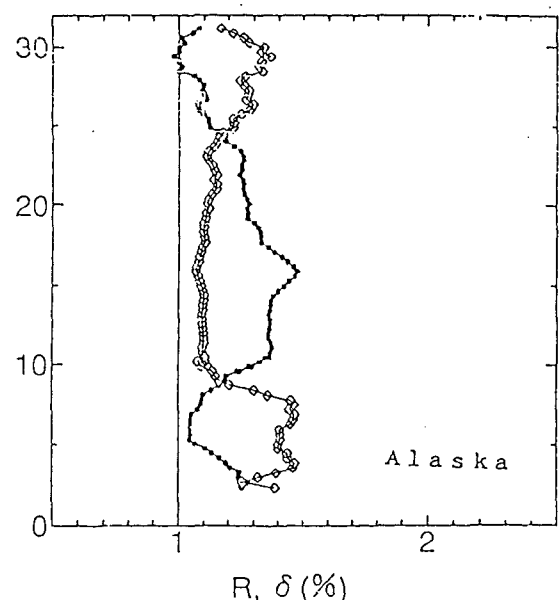
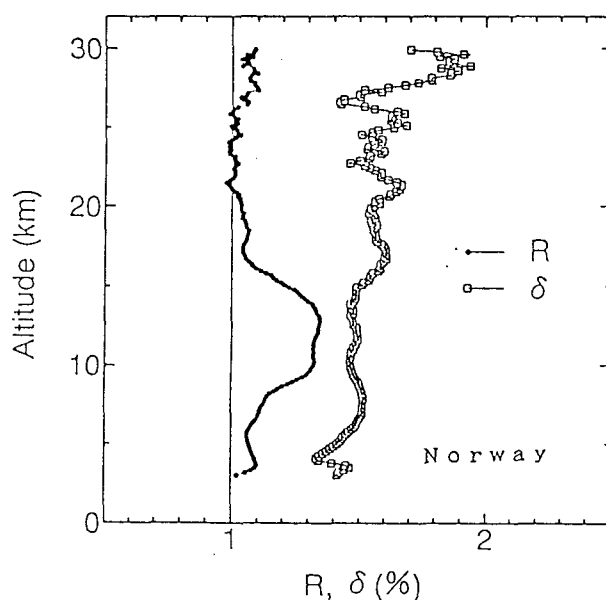
環境研究所

Aerological Observatory

National Inst. Environmental Studies

1994年の2月中旬から3月上旬にかけて、ノルウェーのスピッツベルゲン島ニ・オルセン基地（79°N, 12°E）とアラスカのフェアバンクス基地（65°N, 148°E）とで、Nd-YAGライダーによる成層圏エアロゾルの同時観測を行った。使用したレーザー波長は532nmである。観測期間中はおおむねノルウェー基地は極渦の内側、アラスカ基地は外側に位置していた。同日に観測できた数例のエアロゾル散乱比Rのプロファイルを100hPaの等高線と比較して次のような結果を得た。

1. 成層圏エアロゾルはノルウェー基地（渦内）では高度7-8kmより上に厚さ（R-1の半値巾）7-8kmの層として存在していた。散乱比のピーク高度は12-3km、ピーク値は1.3ないし1.4である。
2. アラスカ基地（渦外）では、ほぼ同じ高度より上に2倍以上の厚さをもつ層が存在する。高度15kmあたりと20km以上にピークを持つ2層構造をとる。15kmのピーク値はノルウェーよりはやや大きい。
3. アラスカを通る100hPaの等高線が渦を取り巻いて高緯度で閉じているときは、ニ・オルセンのエアロゾルのピークより下の高度では両基地のプロファイルはほぼ一致する（ノルウェーの方がやや大きい）が、これはKent et al. (JAS 47, 1536, 1985) のSAM IIで測定されたエアロゾル消散係数の結果と定性的には一致している。アラスカを通過する等高線が低緯度から流れ込むときは、アラスカのエアロゾルは全高度にわたって大きく増加する。



2月17日のノルウェー（左）とアラスカ（右）のエアロゾル散乱比高度分布

赤外吸光法による南極成層圏 HCl、HF、N₂O の観測

村田 功、北 和之、岩上 直幹、小川 利紘 (東大理)

1. 目的

極域において成層圏オゾンが大きく減少するいわゆる'オゾンホール'現象においては、フロンなどから発生する塩素化合物が重要な役割を果たしている。すなわち、塩素化合物の中で安定な HCl などの reservoir 分子が極渦の中で Active Chlorine (Cl, ClO など) へと変化し、これがオゾンを減少させるのである。したがって、HCl の Active Chlorine への変化量がオゾンの減少量を左右する。しかし、観測例が極めて少ないために定量的にはまだ不明な点が多い。本研究では、南極昭和基地において HCl の連続観測を行なうことにより、塩素化合物間の分配の時間的変化をオゾン量の変化と対応づけて定量的に示すことが目的である。また、同時に観測した HF、N₂O は反応性に乏しいため、大気運動のトレーサーとして有効である。

2. 観測・解析の方法

観測方法は地上からの太陽を光源とした吸光分光法であり、各成分の鉛直気柱密度を観測した。観測波数はそれぞれ、HCl - 2926cm⁻¹、HF - 4039cm⁻¹、N₂O - 2583cm⁻¹である。観測装置は 1.5m ダブルパス回折格子型分光器

を中心としたもので、分解能は 3000cm⁻¹で 0.09cm⁻¹である。観測は'91 年 7 月 31 日から 12 月 21 日まで行ない、計 40 日分のデータを得た。

観測データの解析では、28 層大気モデルを用いて計算した各吸収線のスペクトルを最小二乗法によって観測スペクトルに fitting するという方法により鉛直気柱密度を求めた。

3. 観測結果

鉛直気柱密度の季節変化

HCl (図 1)

冬: $(1.65 \pm 0.43) \times 10^{15} \text{cm}^{-2}$

夏: $(6.07 \pm 1.20) \times 10^{15} \text{cm}^{-2}$

9 ~ 10 月に $4.4 \times 10^{15} \text{cm}^{-2}$ 増加

HF, N₂O (図 2)

HF: $(1.30 \pm 0.25) \times 10^{15} \text{cm}^{-2}$

N₂O: $(5.93 \pm 0.42) \times 10^{18} \text{cm}^{-2}$ HCl は

観測期間中ほぼ一定

冬から夏にかけて大きく変化しているのに対し、HF、N₂O は観測期間中ほぼ一定であった。HF、N₂O は大気運動のトレーサーとして考えられるので、大気鉛直輸送の変動の効果は小さいといえる。また、HF/HCl 比の変化を見

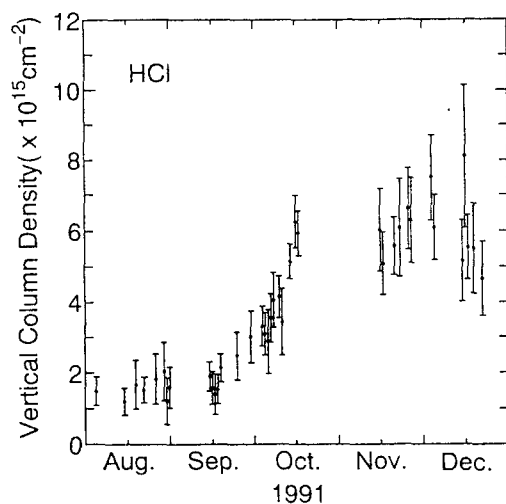


図 1

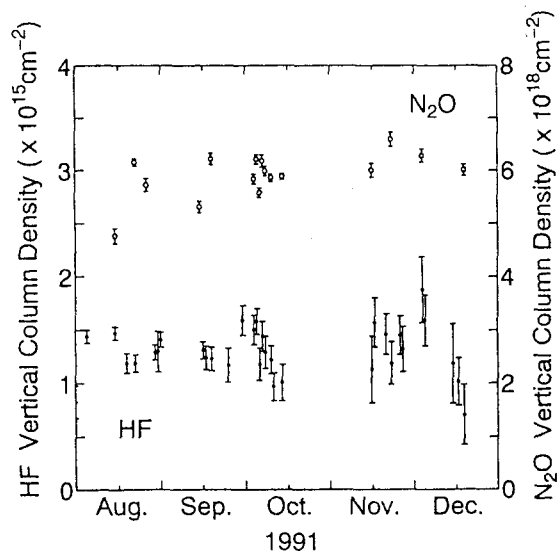


図 2

ると、夏には中緯度と同程度の値をとるのに対し、冬には非常に大きな値となる。これは冬の HCl の減少が化学反応によることを示している。さらに HCl の減少量 ($4.4 \times 10^{15} \text{cm}^{-2}$) が夏期全量の $2/3$ 以上にも及ぶことは、HCl の高度分布から考えると、冬期には PSCs 粒子表面上での Heterogeneous 反応により下部成層圏の HCl がほぼ全て他の塩素化合物に変化していることを示している。

4. 南極オゾンホールにおける塩素系化学についての考察

これまで定性的には HCl が PSCs 粒子表面上での Heterogeneous 反応により Active Chlorine に変化するといわれてきたが、定量的な評価はまだほとんどなされていない。我々は観測結果から塩素化合物間の分配についての定量的な考察を行なった。

昭和基地でのオゾン全量データを見ると昭和基地は 10 月から 11 月にかけてオゾンホールの中から出たり入ったりしているが、オゾンホールの中にある時のデータだけを見ても、

HCl は 11 月には夏期の値にまで増加していることがわかる。また 9 月までのオゾンホールの中にある時期については、上空の気温、風のデータから力学的に安定した状態であり、輸送による変化の影響は小さいことがわかる。したがって HCl の増加の過程もほぼ化学反応のみで起こると考えてよい。そこで、一次元光化学モデルを用いて 9 月のオゾン観測値の減少量と HCl の増加量とを再現するのに必要な Active Chlorine の量を見積もった。その結果得られた Active Chlorine の量は約 $3 \times 10^{15} \text{cm}^{-2}$ で、HCl 減少分の全てが Active Chlorine に変化していると考えた場合の半分程度であることがわかった。残りの HCl については、他の塩素化合物 (ClONO_2) に変化するか、あるいは PSCs 粒子内に取り込まれていると考えられる。以上から塩素化合物間の分配の変化のシナリオをまとめると図 3 のようになる。今後、このシナリオをを検証し、塩素化合物間の分配をより詳しく調べるためには HCl、 ClONO_2 、ClO 等の同時観測が必要と考えられる。

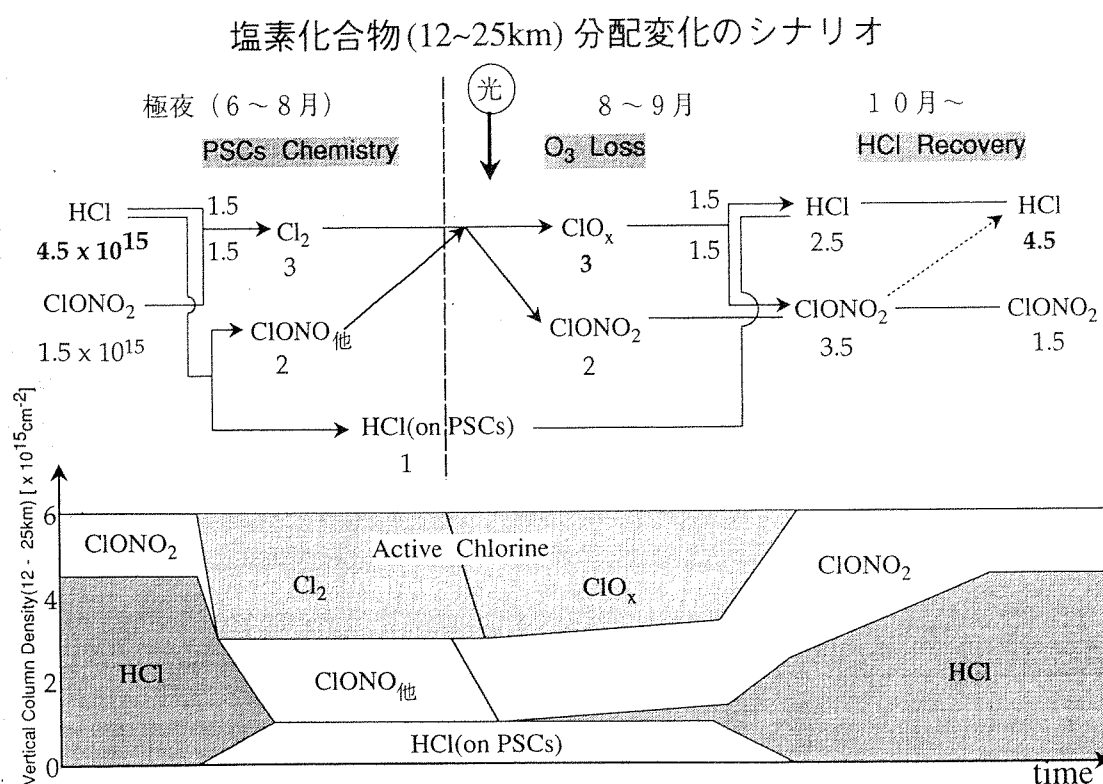


図 3

南極昭和基地における輻射ゾンデによる雲の観測

山本 哲（気象研究所応用気象研究部）

1 はじめに

南極域における気候変動に関する総合研究計画(ACR)において雲と降水の観測が気象レーダー、長波・短波・マイクロ波各放射計、雲粒子ゾンデ、輻射ゾンデ、人工衛星等により行われた。しかし南極域における観測の困難性もあり、これまでのところ雲の物理特性についての成果は十分には得られていないと思われる。

講演者らがACR初年度の1987年に国立極地研究所と共同で行った昭和基地における曇天時の輻射ゾンデ観測のデータを解析し、極域の雲の物理特性の一部を明らかにすることを試みた。

2 方法

1987年に行われた輻射ゾンデ観測のうち飛揚時の雲量が9以上のもの11例を解析の対象とした。解析には気圧、気温、長波放射の毎分値を利用した。なお、このデータはAntarctic Meteorological Data Vol. 28に掲載されている。

長波フラックスのプロファイル等に基づきKawaguchi(1983)と同様の方法で雲層を判定した。雲層上端及び下端の長波フラックス及び気温から上向き下向きの有効射出率を計算した。また、雲を水雲と仮定してStephens(1978)のパラメタリゼーションに基づき、雲層の雲水量を推定した。

得られた結果をWada et al.(1991)の37GHzマイクロ波放射観測値と比較した。

3 結果

解析例を第1図に示す。

11例中3例は2つ以上の雲層が認められたが、議論の単純化のため、本論では解析対象から外した。

雲低・雲頂高度及び温度、雲の厚さ、平均雲温度（雲低温度と雲頂温度の平均）、有効射出率、推定雲水量、推定平均雲水密度（推定雲水量を雲

の厚さで割ったもの）等を求めた結果を第1図に示す。有効射出率の値はKawaguchi(1983)と同程度である。Kawaguchi(1983)では有効射出率は26例中1例を除き下向きが上向きのものより大きくなっているが、今回は8例中3例で、はっきりした傾向はない（第2図）。また、Kawaguchi(1983)は雲低高度が高いほど有効射出率が小さくなる傾向を見いだしたが、今回は認められなかった。

マイクロ波輝度温度と輻射ゾンデ観測値から求めた雲層の各要素とを比較したが、明瞭な対応がある要素はなかった。マイクロ波輝度温度が大きい例では推定平均雲水密度が大きいものがあり

（第3図）、平均雲温度も高い傾向があるようにもみえる（図省略）が、データのばらつきは非常に大きく、サンプル数も少ない。

4 まとめ

輻射ゾンデの観測からKawaguchi(1983)と同様の方法で雲の有効射出率を算出したが、結果は再現できなかった。マイクロ波輝度温度との比較ではデータのばらつきが大きく、観測例数も少なく、議論できる結果は得られなかった。マイクロ波輝度温度は雲水量だけでなく水蒸気量や気温の効果も反映されているので、雲水量を算出して（Wada, 1991）比較するべきである。ただし、極域の雲は氷と水の粒の混合雲と考えられるがマイクロ波放射では雲水量はわからない。このため雲氷の見積りにはNOAA衛星のデータを利用することが考えられる（1987年は気象レーダーや雲粒子ゾンデ観測は行われなかった）。

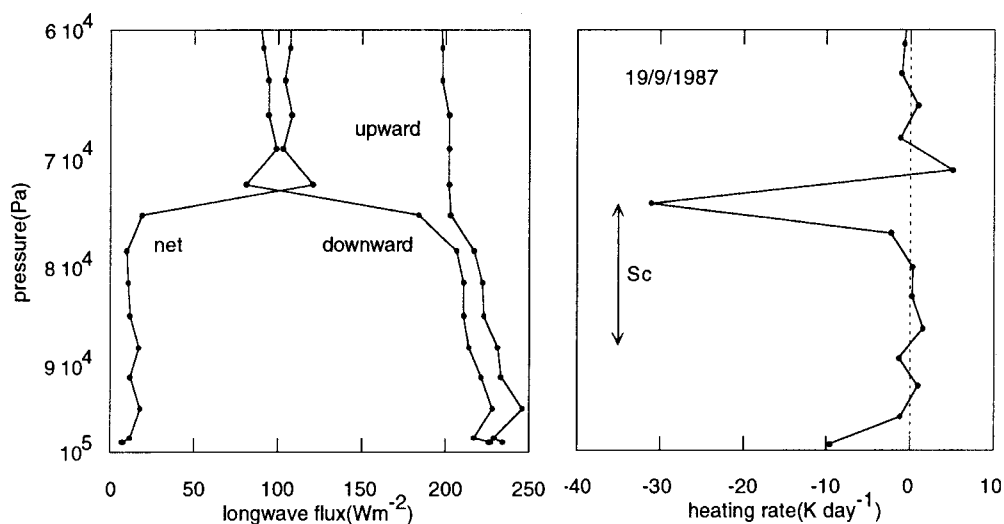
輻射ゾンデは毎分値しか得られていないが、雲の特性を明らかにするには粗いと思われる。

日本の南極地域観測では航空機による雲の直接観測が困難であるが、各種リモートセンシング観測やゾンデ観測を同期して行い、極域の雲の微物理特性を解明していくことが望まれる。

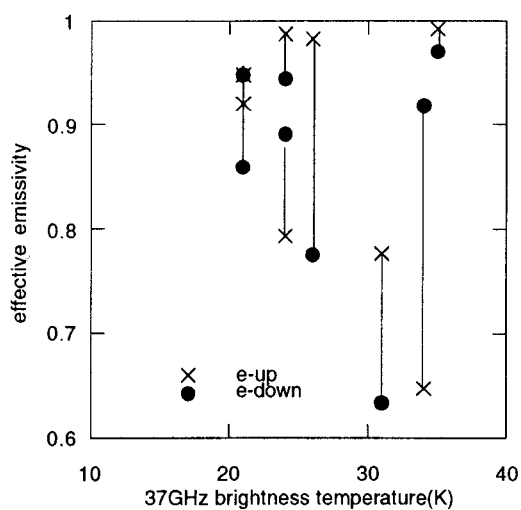
第1表 1987年昭和基地曇天時輻射ゾンデ観測

MD	time	Htop	Hbot	Ttop	Tbot	FUtop	FUbot	FDtop	FDbot	Eup	Edown	Wup	Wdown	QVup	QVdown	MW	N	Cloud	Weather
4 9	2206-2338	848	1794	263.2	257.5	277	255	265	207	0.79	0.89	12.1	14.0	0.0128	0.0148	24	8	Ac	snow
522	2318-2345	1908	2400	253.9	249.8	251	221	232	113	0.99	0.97	37.7	22.3	0.0767	0.0453	35	7	Ac	snow
610	2253-0001	1405	5210	258.4	230.2	269	168	244	83	0.92	0.95	19.4	18.7	0.0051	0.0049	21	8	As	cloudy
625	1730-1855	1069	2565	257.3	246.8	249	219	226	187	0.78	0.63	11.5	6.4	0.0077	0.0043	31	7	As	cloudy
7 5	1740-1901	1434	2996	254.5	247.7	240	226	230	142	0.53	0.92	5.7	15.8	0.0037	0.0101	34	8	As	snow
714	2103-2231	1373	2921	252.8	243.8	239	201	200	91	0.98	0.78	31.1	9.5	0.0201	0.0061	26	7	Ac	cloudy
911	2139-2322	1505	3001	245.1	240.2	213	190	189	94	0.95	0.86	22.8	12.4	0.0152	0.0083	21	7	Ac	snow
919	2157-2324	1014	2037	250.1	244.2	231	202	214	81	0.99	0.94	33.7	18.3	0.0330	0.0179	24	8	Sc	cloudy

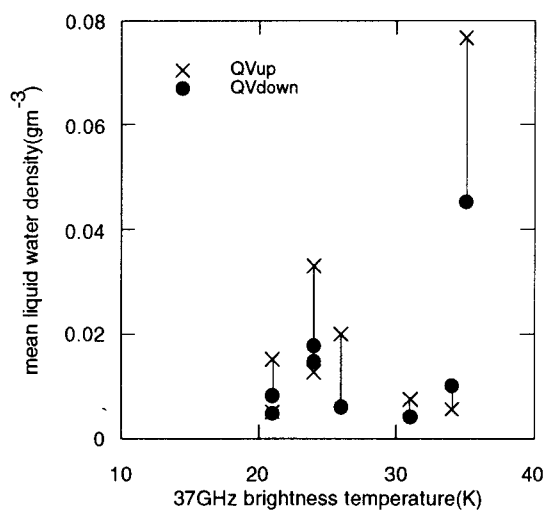
MD; 観測月日、time; 観測時間（現地時刻）、Htop, Hbot; 雲頂/雲底高度(m)、Ttop, Tbot; 雲頂/雲底気温(m)、FUtop, FUbot, FDtop, FDbot; 雲頂/雲底の上向き/下向き長波放射(Wm^{-2})、Eup, Edown; 上向き/下向き有効射出率、Wup, Wdown; 上向き/下向き有効射出率から推定した雲水総量(gm^{-2})、QVup, QVdown; 上向/下向有効射出率から推定した雲水密度(gm^{-3})、MW; 37GHzマイクロ波放射輝度温度(K)、N; 全雲量（8分量）



第1図 長波放射フラックスと大気加熱率の鉛直分布観測例（1987年9月19日）。目視観測による雲型は層積雲。矢印の範囲が雲層と推定された。



第2図 37GHzマイクロ波放射輝度温度と有効射出率との対応。同じ観測での上向き/下向き有効射出率を実線で結んだ。



第3図 37GHzマイクロ波放射輝度温度と推定平均雲水密度との対応。実線は第2図と同様。

ロシアにおけるオゾンに関する話題

牧田 広道 (気象庁オゾン層解析室)

はじめに

以下の5項目についてのロシアの現状を述べ、あわせて若干の解析例を示す。

1. オゾン全量解析の開始

1964年7月より、ソ連水文気象センター世界気象解析課ではソ連領の毎日の地上オゾン全量解析を開始した。

1967年(1964年から1966年7月まで)、1970年(1966年8月から1967年12月まで)、1977年(1964年から1974年まで)には、それぞれソ連閣僚会議水文気象業務管理局の指導下、世界気象センター(モスクワ)と水文気象科学研究センターは共同で北半球の月平均オゾン全量偏差図等を公表した。当時すでに、科学研究大学ではオゾン全量分布と季節毎の10hPa面高度との関係やオゾン全量の日変化と海面気圧との関係を調査していた。一方、実際の経済活動においては、オゾン全量図を用いて超音速飛行機等への情報提供を行っていた。^{*1}

2. 社会的関心度

近年の全球的なオゾン量の減少傾向はロシアのマスコミでも報道されており小中学生も「大気オゾン層が太陽の短波長の紫外線から地上の全ての生物を守っている」ことを知っている。

最近の特徴は、オゾン量の減少に伴って皮膚癌や白内障の発生率増加を懸念するよりも、オゾンと生物体との相互関係から、オゾンを医学の分野に有効に利用する内科療法が21世紀の治療法として注目されていることである。オゾン内科療法は、すでにウイルス肝炎において成功を治めつつあり、慢性腎不全、気管支喘息等の治療にも良い結果が得られている、ということである。^{*2}

3. 現在のオゾン観測網等

現在、ロシアでは60,0Sに30の観測所が資料を提供しているが、CISとバルト諸国にはまだ16の観測所がある。内訳は、ロシア30、ウクライナ5、カザフスタン5、トルクメニスタン2、グルジア3、ラトビア1である。特に、ロシアの30の観測所のうち17は60°N以北にある。毎日のデータは中央高層気象台(CAO)に集められ、CAOはリアルタイムにオゾン全量図を作成している。

60年代からM-83と呼ばれるオゾンメータが全ソで観測に使用されてきた。1971～1973年には測器の改良が行われ(フィルター、受光感部等)、1984年から1988年にかけて新しい測器M-124に替わった。また、1991年8月より“Meteor-3”にアメリカのTOMSを搭載してオゾン全量観測が行

われている。^{*3}

4. オゾン変動をもたらす要因

オゾン量の変動をもたらす自然的要因の1つに大気大循環がある。大陸上の雪氷面積の変動は大気大循環の結果として生じるが、図1の北半球の雪氷面積解析によると1978年と1986年頃を中心として大気循環に変化が生じていることがわかる。雪氷面積の減少は冬季の気温上昇を伴っており、例えば、融雪量の増加はカスピ海の水位変動にも現れている。雪氷面積の減少と冬季の気温上昇はロシアの農業生産にとって負要因となってきた。

オゾン量の変動をもたらす人為的要因に、1978年以降の穀物栽培面積の減少と休閑地率の増加、森林伐採面積の減少(1990年には1986年に比べて約14%減少した)があり、それ以前には60年代から70年代の大規模な運河等の建設がある。

5. オゾン解析

5-1. 解析手法等

ロシアにおける解析手法は、①上空の気温・高度 ②QBO ③太陽活動 ④大西洋の海面水温 ⑤プラネタリー波等のデータを用いてオゾン全量との関係を見出す研究手法が中心である。

最近の統計資料によると、1973年から1990年を平年値としたときのCISの観測所のオゾン全量は、80年代より減少傾向が続いていたが、1991年から1993年はさらに減少傾向が顕著となった。特に、1993年3月の月平均オゾン全量値は2σ以上、日平均最大値は4～5σ(平年の40%)となった。低オゾンの継続期間も10日以上となり、ヨーロッパ北部だけでなく、ウクライナ南部・ボルガ河流域でも観測されるようになった。

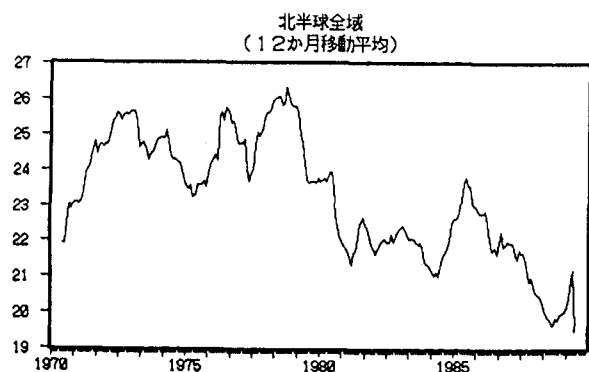


図1. 大陸上の雪氷面積の変動
縦軸は雪氷面積(10⁶km²)

また、1992年のヨーロッパ領域の観測所においてオゾン全量の最大の減少は1月に観測された。1993年は2月と3月にヨーロッパ領域だけでなく、シベリア・極東の観測所でも観測された。^{*4}

5-2. 北極のミニ・オゾン・ホール

北半球中高緯度でも、水平スケール1000~2000kmでオゾン全量275D.U以下のメソ・スケールな領域が観測されることがある。この領域をミニ・オゾン・ホールと言い、数日から数週間まで消滅する。

北大西洋、ヨーロッパ、シベリアでのミニ・オゾン・ホールの形成と発達には波動活動の強弱とプラネタリー波によるオゾンの輸送方向による。波動活動の弱まりと低緯度からのオゾン輸送がミニ・オゾン・ホールの原因と考えられている。このミニ・オゾン・ホールを説明する変数に3次元ベクトルFがある。

$$F = \begin{pmatrix} v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(v'\Phi')}{\partial \lambda} \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(u'v')}{\partial \lambda} \\ \frac{2\Omega \sin \varphi}{S} \left[v'T' - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(T'\Phi')}{\partial \lambda} \right] \end{pmatrix}$$

u', v', Φ', T' : 風の東西・南北成分, ジオポテンシャル高度, 気温

φ, λ : 緯度, 経度

a : 地球半径

Ω : 地球の回転角速度

S : 不変パラメータ

1986年と1987年の北半球のミニ・オゾン・ホールの変動がFを用いて解析された。この解析によると、Fの強まりはプラネタリー波の強化と対応しオゾン全量の増加となった。ミニ・オゾン・ホールはFの弱まりに対応していた。図2に30hPa面のF ($30m^2/s^2$) とオゾン全量との解析例を示す。^{*5}

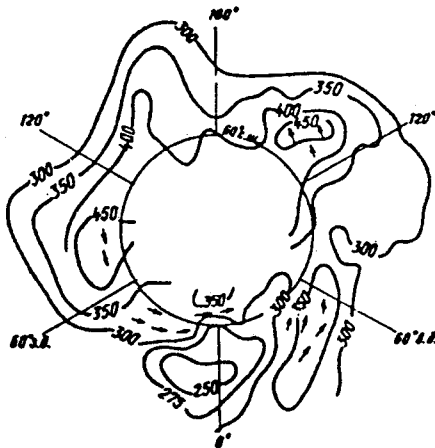


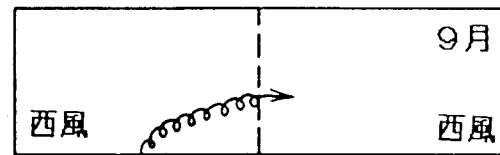
図2. Fとオゾン全量との関係 (1987. 1. 25)

5-3. 南極のオゾン・ホール

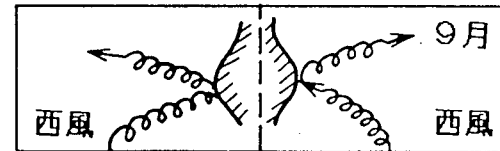
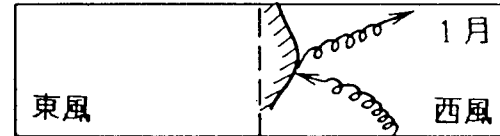
赤道域下部成層圏の東西風の準2年周期 (QB0) と南北両半球オゾン全量との関係を図2に示す。これは、赤道域のQB0が西風、東風の時の北半球の1月と南半球の9月の赤道域成層圏における波動活動の様子である。

9月の南極では東風時にオゾン全量は増加し、西風時は減少することが多い。このことは、赤道域東西風の臨界線からのプラネタリー波の反射 (伝搬) で説明されている。^{*6}

QB0西風時



QB0東風時



90S

90N

図3. 赤道域東西風が西風時・東風時における北半球 (1月) と南半球 (9月) 高緯度での波動活動の準2年周期の概略図

参考文献

- ①L. A. ウラノフ (1977): オゾン全量月平均偏差図
- ②L. ジャグノフ (1993): オゾンに関する新たな職業, セリスカ・シーズン紙, 1993. 7. 22日付け
- ③A. M. シャラフノフ (1993): CISのオゾン観測網, 気象と水文, No. 9, pp. 100-104
- ④Yu. A. イスマイル (1994): 気候変化, オゾン層破壊と生態学的重要性, 気象と水文, No. 2, pp. 5-14
- ⑤E. A. ジャグノフ (1993): 北半球のオゾン偏差の力学, 気象と水文, No. 6, pp. 57-61
- ⑥E. A. ジャグノフ (1990): 1987-1988年の南極のオゾンの変動, 気象と水文, No. 10, pp. 114-116

南極域のOLR分布と極ジェットの変動の 関連性について

平沢尚彦、山内恭（極地研）

1.はじめに

冬季の南極域のOLR分布が、これまで指摘されてきた極ジェットをはじめとする南半球の大規模大気循環場の季節内変動（Shiotani,1990 など）によく対応して変化していることが見い出されたので報告する。本研究では、1983 年南半球冬季のOLRとECMWFの客観解析データ（いずれも 2.5° -lat. x 2.5° -long.の格子点）を使用する。

2. 南極氷床上のOLR分布の季節変化と東-、西-半球の違い

図1には5日平均のOLR分布の季節変化を示す（等時間間隔ではない）。陰はOLRが 100W/m^2 以下の領域である。この陰の領域の面積は、6月25～29日（極小）－8月4～8日（極大）－9月13～17日（極小）のように60日周期程度の季節内変動がある。この周期的な変動が明瞭なのは6月半ばから10月である。また、面積極大期の最小OLR域は、南極氷床の陵線に沿っているように見える。

図2はOLRに関するいくつかのしきい値を設けて、その値以下のOLRの領域の面積の時系列をa; 西-南極側、b; 東-南極側（ 60° S以南）に分けて示した。東-南極側では特に 120W/m^2 以下の面積に図1と同位相の季節内変動が見られるが、 140W/m^2 以上の面積については比較的に不明瞭である。一方、西-南極側では 120W/m^2 以下のOLR域はほとんど現われず、小OLR域の面積の明瞭な季節内変動は見られない。

3. 極ジェットの強弱との関連性

図2cはShiotani(1990)が示した帯状平均した極ジェットの強弱の指標の時系列である。この指標が正の値である時には極ジェットが弱い状態である。季節内変動の時間スケールでみると、極ジェットが弱い状態の時と東-南極側の小OLR域の面積の最小期（6月後半、および8月後半～9月前半の2期）、極ジェットが強い時と東-南極側の小OLR域の面積の大きな時期（7月後半～8月前半）とがよく対応している。小OLR域の面積の小さな時期は、極ジェットの弱い時期に限られるが、面積の比較的大きな時期は極ジェットが強い時期だけというわけではない。

4. 考察とまとめ

Yasunari and Kodama (1993) は、東-南極においてカタバ風が強い時期には、対流圏下層の強い極冠高気圧と弱い極ジェット、カタバ風が弱い時期にはその逆のパターンが高い相関で対応していることを示した。彼等の解析では極冠高気圧が強いときに対流圏下層の気温が高くなっており、本研究における小OLRの面積最小期は高い気温（および高い雪表面温度）を反映したものである可能性がある。ただし、下層大気の強い接地逆転がある南極氷床上では、境界層上端付近に雲頂がある場合、暖かい雲頂の影響で大きな値のOLR分布をもたらすことが予想されるなど、雲頂高度を考慮した雲量分布を調べておくことも必要である。

参考文献：Shiotani,M. : 1990, J.Meteor.Soc.Japan, 68, 461-471.

Yasunari,T. and S.Kodama : 1993, J.Geophys.Res., 98, 13063-13070.

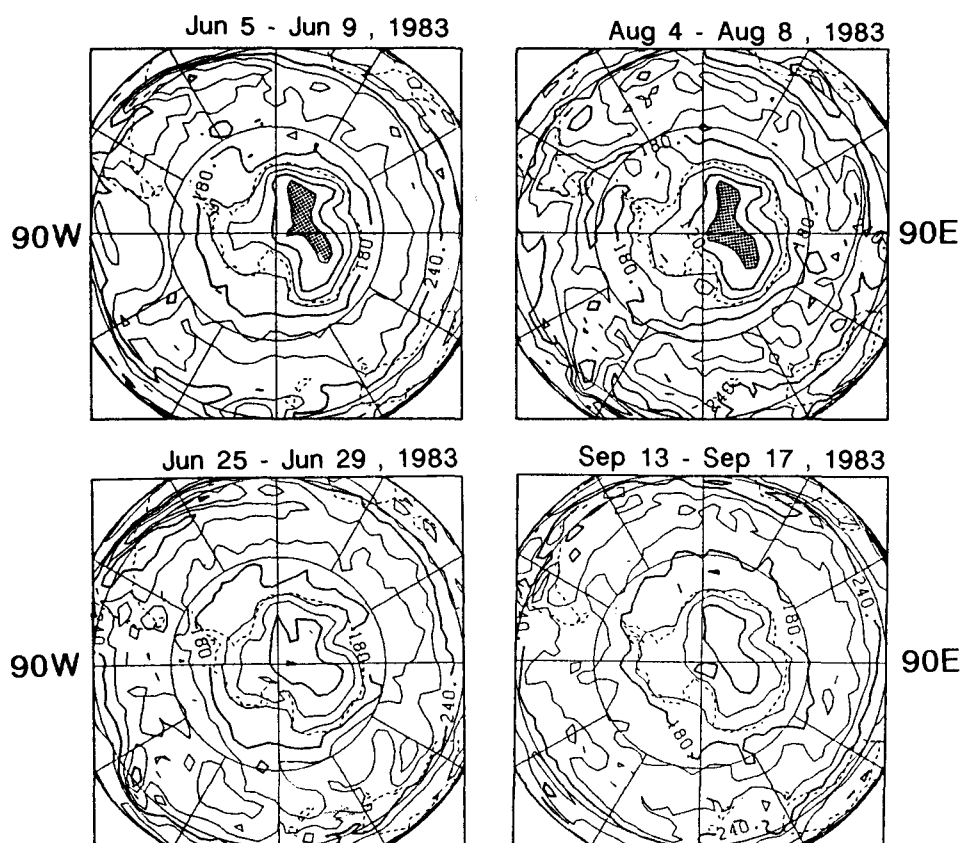


図1 5日平均のOLR分布 (W/m^2)。陰は 100W/m^2 以下の領域を示す。

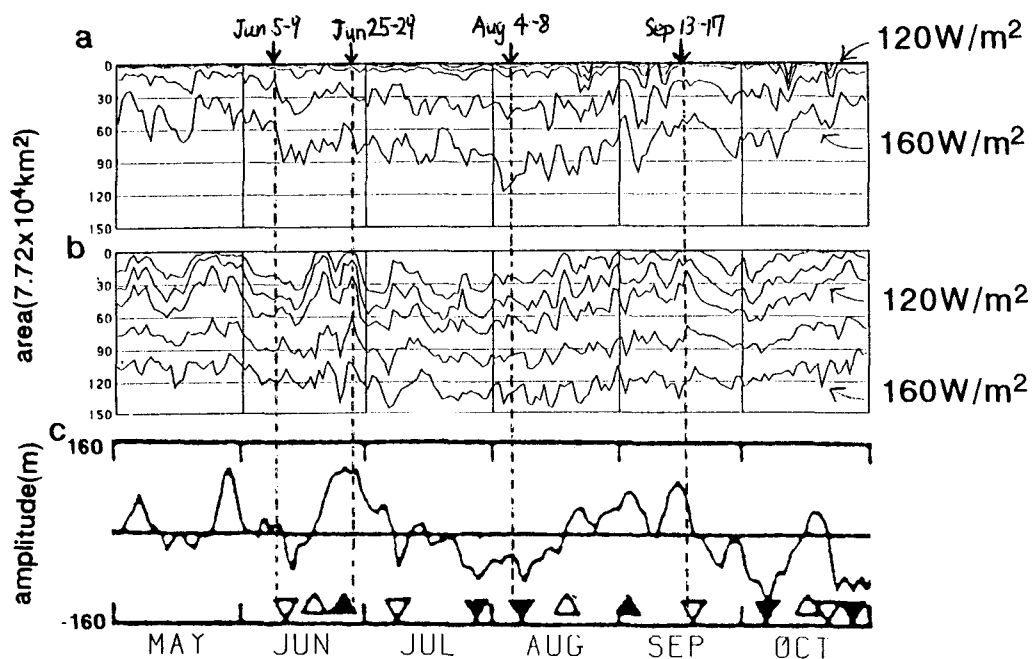


図2 OLR $<100, 110, 120, 140, 160 \text{ W/m}^2$ のそれぞれの領域の面積の時系列 (a; 西-南極側、b; 東-南極側、いずれも 60° S 以南) と 帯状平均した極ジェットの強弱の指標の時系列 (c; 正の値ほど極ジェットが弱い状態に対応する、Shiotani,1990 より)。

昭和基地におけるブリューワー分光光度計を用いたB領域紫外線観測

櫻井敬三・杉田興正（気象庁）

1. はじめに

昭和基地では1991年2月からBrewer分光光度計を用いたB領域紫外線観測を行っている。設置当初は測器のトラブルがあったが、1993年は年間を通して良好なデータが取得できたのでここに報告する。

2. 点検・補正

分光光度計の感度変化を監視するために日に3回内部標準ランプを用い、週に1回外部標準ランプを用いてランプ点検を実施した。感度の経年変化をFig. 1に示した曲線で決定し、紫外線照度の補正值とした。

3. 観測結果

Fig. 2にB領域紫外線（以下UVBと記す）と有害紫外線（以下DUVと記す）の12時における強度を、Fig. 3に日積算値を示す。UVBもDUVも基本的に太陽高度角の増減に伴って変化し、オゾンや雲、エアロゾル等の影響で変動する。1月1日を第1日とした通日で第300日（10月下旬）前後の大きな変動は主にオゾンの変動によるものと考えられる。またUVBとDUVの強度、日積算値ともに最大値は夏至よりも1カ月以上早い11月14日に記録されている。この時期はオゾンホール末期に当たり、太陽高度の増加に加え、オゾン全量の値が日代表値で177m atm-cmまで低下したためと考えられる。

Fig. 4には昭和基地と札幌及び那覇におけるUVBとDUVの日積算値の月平均値を示している。昭和基地の11月のDUVは那覇の7月の値に匹敵し、UVBの11月と12月の値は那覇の7月より15~20%大きくなっている。太陽高度が高い那覇の方がUVB強度の最大値では大きい、日照時間が長いことから日積算値で見ると昭和基地の値が那覇の値を上回る結果となった。

Fig. 5にオゾン全量とUVB・DUVの相関図を示す。快晴で太陽高度角一定（ 23.1 ± 0.3 度、オゾン全量観測時に相当）の条件を満たした全ての資料をプロットした。図の曲線は指数関数で近似したものである。オゾン全量の低下に伴い、UVB・DUVともに指数関数的に増加していくことが実測により確認された。

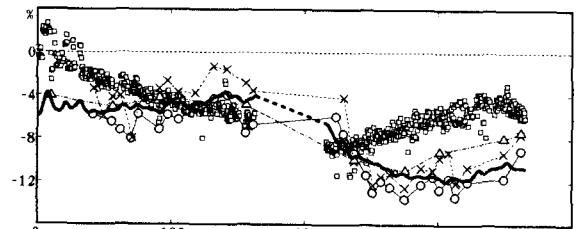


Fig. 1 Time Series of Deviation with Internal and External Lamp (Jan. 1993~Dec. 1993)

□: Internal Standard Lamp
○: L3 ×: L4 △: L5
Solid Line: Sensitivity Trend

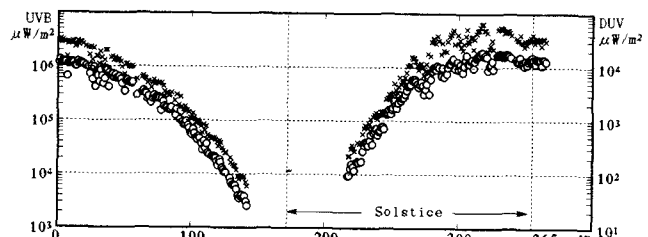


Fig. 2 Time Series of Irradiance in UVB(○) and DUV(×) at Noon

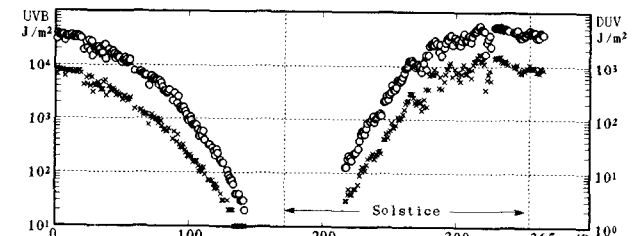


Fig. 3 Time Series of Daily Accumulations in UVB(○) and DUV(×)

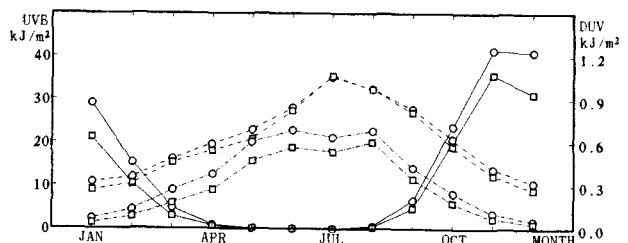


FIG. 4 Differentia of Monthly Mean Value (Daily Accumulations) of UVB(○) and DUV(□) between Syowa (Solid Line), Naha (Dashed Line) and Sapporo (Dashed and Dotted Line)

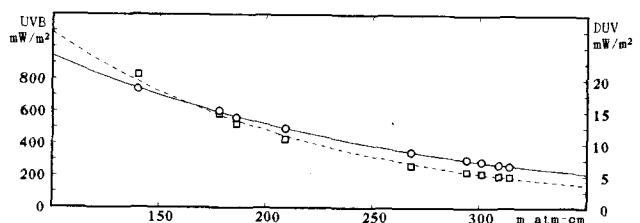


Fig. 5 Correlation with Total Ozone Amount and UVB(○) and DUV(□)
Solid Line: Natural Exponential Regression in UVB
Dashed Line: Natural Exponential Regression in DUV
Solar Angle 23.1 ± 0.3 ($\mu = 2.5$)

目視観測による昭和基地の天気、雲の解析

*高尾俊則（高層気象台）、小池仁治（東京管区気象台）、鎌田吉博（気象庁高層課）
杉田興正（気象庁オゾン層解析室）、櫻井敬三（函館海洋気象台）

1. はじめに

観測隊の活動は天気大きく左右される。また雲は放射過程を支配し、気候変動を左右する要素として重要な役割を演じている他、汚染物質の運搬にも大きく寄与している。しかしこれらは未だ統計がなされていないので、基地の天気解析と気候変動等調査のための基礎資料作成を目的として、標記の調査を行った。

2. 解析

南極事務室において、過去資料の磁気媒体化が進められている。現時点では1980年2月からの地上気象観測資料が完成している。

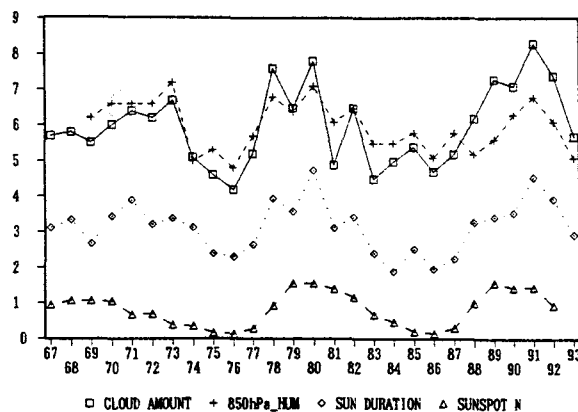
1981～1990の10年間について、平均的な状態の調査を行った。1987年1月までは1日4回観測、以後は1日8回の観測を行っている。また、月平均値を用いて、二十数年間にわたる経年変化の若干の調査を行った。

3. 結果

1日4回～8回の現在天気観測を統計した結果を第1表に示す。国際気象通報式のWWをもとに、気象庁の方式により天気分類した（地上気象観測指針；気象庁）が、雪は強度により2つに分割した。3時間あるいは6時間おきの観測であるが、おおむね月毎の天気出現率（%）を表していると考えられる。

第1表 昭和基地における天気出現率（%）

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	月
快晴	32	19	13	16	22	22	23	29	27	20	21	30	
晴	22	19	16	15	19	19	17	17	15	16	16	26	
薄曇	8	8	6	5	8	7	4	8	9	9	11	9	
曇	30	36	38	37	27	24	19	20	21	24	30	28	
煙霧	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
砂じんあらし	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
高い地ふぶき	-	0	2	3	2	2	3	1	2	1	1	-	
霧	1	0	-	-	0	0	-	0	0	0	0	0	
霧雨	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	
雨	0	-	-	-	0	-	-	-	-	-	-	-	
みぞれ	0	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-	-	
雪（弱）	7	15	21	21	19	22	27	21	21	24	18	7	
雪（並または強）	0	2	3	4	3	4	7	4	5	7	4	0	
あられ	-	0	0	0	-	-	0	-	-	-	-	-	
ひょう	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
雷	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	



第1図 1月の平均雲量と他3要素の年々変化

単位は湿度：×10%、太陽黒点数：×100

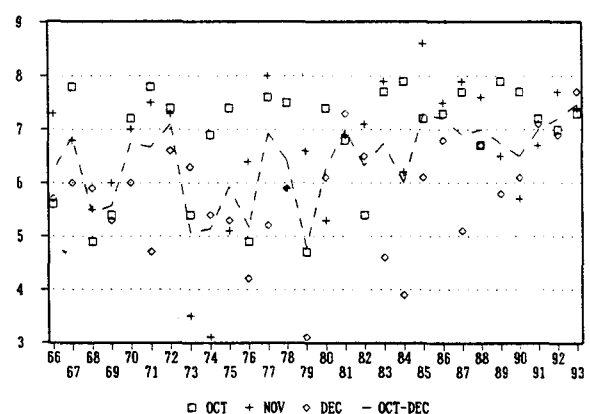
日照時間：（7を引いて）×（-1000）時間

第2表に雲の統計結果を示す。表は国際気象通報式に従って雲型を分類したものであり、雲量を表したのではない。

雲量の年々変化では、春期と夏期に際だった特徴がある。第1図に1月の月平均雲量と他要素の年々変化を示す。雲量と太陽黒点数とは相関係数0.69の正相関がある。また第2図には、10～12月の雲量が、1980年代に入ってから多いことを示す。同様の傾向は、夏期間の強風速化（地上～850hPa）にも見ることができる。

第2表 昭和基地における雲型出現率（%）

上層雲	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	月
0: 雲無し	25	14	15	18	20	19	21	26	23	15	16	23	
1: Ci	23	22	12	14	16	19	18	16	17	19	20	26	
2: Ci (濃密)	17	16	12	10	11	11	7	8	9	9	12	15	
3: Ci (積乱雲から発達)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
4: Ci (広がりつつある)	1	1	1	0	1	0	0	1	0	0	1	1	
5: Ci, Cs (45°以下)	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	
6: Ci, Cs (45°以上に達)	0	1	1	1	1	1	1	2	1	2	1	2	
7: Cs (空全体を覆う)	1	1	2	2	3	3	3	5	5	4	3	2	
8: Cs	1	1	2	2	1	2	3	4	4	4	5	4	
9: Cc	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	
X: 不明	30	44	55	54	46	45	46	37	40	46	41	27	
中層雲	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	月
0: 雲無し	28	18	14	16	27	27	25	30	28	25	24	30	
1: As (半透明)	2	2	3	4	4	5	5	8	6	6	5	3	
2: As (不透明)	6	15	20	17	14	18	18	18	19	21	16	7	
3: Ac (半透明)	33	29	20	21	20	22	19	20	22	20	24	33	
4: Ac (半透明レンズ状)	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	
5: Ac (広がる傾向)	2	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1	2	
6: Ac (Cu, Nsから発達)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
7: Ac (多重層)	22	24	26	22	17	15	18	14	14	17	20	15	
8: Ac (塔状、ふさ状)	0	0	0	0	-	0	0	-	-	-	-	0	
9: Ac (混沌とした空)	-	0	0	0	-	-	0	-	-	-	0	0	
X: 不明	6	7	13	16	16	12	14	8	10	10	8	9	
下層雲	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	月
0: 雲無し	56	56	49	53	63	74	70	76	74	72	63	52	
1: Cu (偏平)	2	1	0	-	0	-	-	0	0	0	1	3	
2: Cu (並以上に発達)	0	1	0	-	0	-	-	-	-	-	0	1	
3: Cb (無毛状)	-	-	0	-	-	-	-	-	-	-	-	0	
4: Sc (Cuから変化)	1	0	-	0	0	-	-	-	-	-	0	1	
5: Sc	30	31	38	32	26	17	21	16	18	19	29	34	
6: St (安定気層中)	7	2	3	2	1	1	2	2	3	3	1	4	
7: St, Cu (悪天時)	2	7	9	9	6	5	4	4	3	4	2	2	
8: CuとSc	1	1	0	0	0	0	0	0	0	-	1	2	
9: Cb (多毛状)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	
X: 不明	1	1	2	2	3	3	4	2	3	3	1	0	



第2図 10～12月雲量の年々変化

あすか観測拠点発電棟の壁面傾斜角と屋根面レベル測定の比較

大塚弘樹(日本大学大学院) 半貫敏夫(日本大学理工学部)

佐野雅史(国立極地研究所) 鮎川 勝(国立極地研究所)

1. はじめに

本論は、あすか観測拠点(図1)の基幹施設として第27次観測隊によって1985年12月に、雪面上に建設された発電棟(鉄骨構造プラットフォーム上に造られた木質パネル構造建物:建築面積 $5 \times 19 = 95\text{m}^2$)がスノドリフトのために雪面に埋没する過程で生じた不同沈下の性状について、2種類の建物傾斜計測値(U字管による壁パネルの傾斜測定及び屋根面のレベル測量)を比較検討し、両者の特徴を考察したものである。

2. U字管による壁パネルの傾斜測定

あすか観測拠点越冬隊の観測計画に壁パネルの傾斜測定を組み入れて貰い、発電棟の建物完成と同時に室内6箇所の壁面にU字管パネルを取り付けて(図2, 3)、水頭を目盛りの初期値を記録し、翌年の28次隊以後の越冬期間中、原則として月1回、傾斜角を測定した。但し、27次隊は建設作業完了後、U字管パネル取付、初期値記録だけで引き上げたので、最初のデータは発電棟使用開始と同時の1986年1月の読み取り値(建設後1年間の傾斜増分)である。また図3中⑤の位置のU字管パネルは発電棟内の機器設置の都合上、1987年2月に⑤'の位置に移設された。壁パネルの傾斜角 θ は図2より(水頭Aの目盛り-水頭Bの目盛り)/水柱A, B間の距離で定義することができる。図2のU字管パネルの金尺の取り付けかたから、 $A-B > 0$ の場合はB側に傾斜(B側が低い)、 $A-B < 0$ の場合はA側に傾斜していることになる。初期値を $(A_0 - B_0)$ として、この傾斜角の増分 $\Delta\theta$ は、 $\Delta\theta = \tan^{-1}((\text{水頭Aの目盛り} - \text{水頭Bの目盛り}) - (A_0 - B_0)) / \text{水柱A, B間の距離} (= 78.5\text{cm}) = (A - B) \text{の増分}(\text{cm}) / 78.5\text{cm}$ で得られる。

3. U字管測定から得られた壁パネル傾斜角の時間変化

発電棟は長方形平面の建物なので、U字管データを短辺方向壁パネルの傾斜角と長辺方向壁パネルの傾斜角とに分類して整理した。短辺方向壁パネルに取り付けたU字管(①, ④, ⑤)データ(傾斜角の時間変動)を図4.1に示す。風上のサニタリコーナー壁パネルに設置された①の傾斜は、28次、29次の2年間、かなり振幅の大きな周期的変動を示しており、風下側の発電機室壁パネルに設置された④、⑤の動きと性格が異なるように思える。これは、床下に設置された汚水タンクの水量の変動、外周りのウィンドスクープの形態変化が建物支持雪面への荷重変動として作用したためと思われる。発電棟はサニタリコーナーと発電機室が構造的に独立していて、これらに夾まれた物品庫がエキスパンションジョイントの役目を果たしているので、①と④、⑤の挙動の差は直接構造上の障害にはつながらないはずである。

建物建設後3年を経過すると周囲のドリフトがほぼ屋根面に達してウィンドスクープの効果も少なくなり、①、④、⑤の傾斜は一様にほぼ一定の負値に落ち着いている

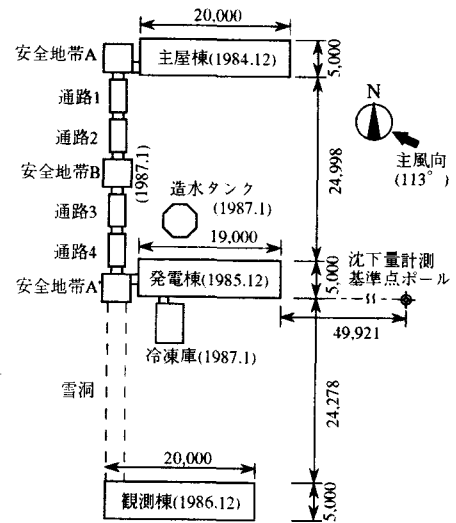


図1 あすか観測拠点主要部

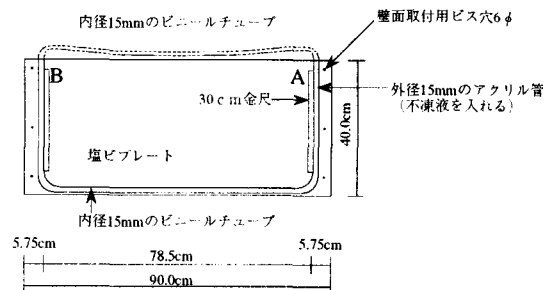


図2 U字管の構造

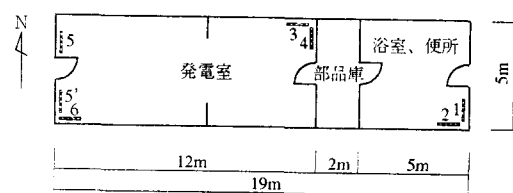


図3 U字管の取り付け位置

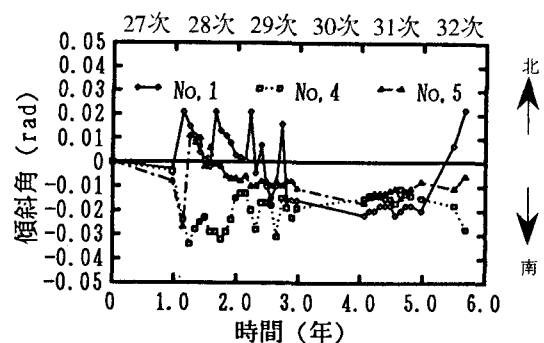


図4.1 壁面傾斜角(短辺方向)

(→共通して南側に傾く傾向を示す)。

これと同様に長辺方向壁パネルのU字管(②, ③, ⑥)データも28次から29次にかけて周期的な変動が見られる(図4.2)。サニタリコーナーに設置された②の挙動は短辺方向の①と同様、建築後5年目で大きな変動があり、傾斜の符号が逆転している。これよりサニタリコーナー(平面:5m×5m=25m²の構造単位)には発電機室と違う動きがあるように思える。但し長辺方向のU字管パネルは2枚の壁パネルにまたがって取り付けられているので、壁パネル接合部のせん断変形の影響も加わって挙動を複雑にしていることも考慮しなければなるまい。

30次の記録がないのが残念だが全体の傾向は図4.1と同じで、建築後3~4年ではほぼ一定値(負)に収斂していると見てよいだろう。これより建物長辺方向はドリフトの多い西側に傾斜する傾向があると考えてよい。図5は発電棟長辺方向の断面図で、周囲のスノウドリフトは風下に多く、ほぼ3~4年で建物は雪に覆われ、風上ウインドスクープも消滅することがわかる。建物の埋没と不同沈下(建物傾斜角)の収斂時期はよく対応している。

4. 屋根面レベル測量とU字管による壁パネル傾斜の比較

U字管観測とは別に、毎年1回発電棟屋根面のレベル測量を行って建物の不同沈下の年変動を記録した。このデータから図3に示した建物長辺方向のU字管位置に対応する点の傾斜角を計算し、傾斜角-時間関係として両データを比較したものを図6.1~6.3に示す。レベル測量から得たデータは年1回しかないのでこまかい周期性は不明だが、全体的な建物傾斜の性状はほぼ表せていると考えられる。

5. まとめ

発電棟の不同沈下を対象としてU字管による壁パネルの傾斜測定及び屋根面レベル測量結果を比較検討し、いずれのデータでも建物の傾斜を表せることが確認できた。発電棟は木造建築としては比較的剛性の高いパネル工法で造られた建物だが、自重が大きくかつ変動すること、建物からの放熱量が大きく、これが周囲の雪の物性を大幅に変えることなどの特殊条件が重なったためか、局所的な壁パネルの傾斜角は初めの数年間周期的に変化することが分かった。

極限気象下での観測作業環境は屋内と屋外では天と地の差があり、長期にわたる記録を継続的に蓄積するためには、「室内の単純作業」で資料が得られるのが理想である。本論で対象とした発電棟のような単純な箱型建物で比較的均一な剛性を持ったものであれば、室内での床面レベル測量またはスパンの長いU字管による平均化された傾斜角の測定法の検討など、まだ観測法の単純化に工夫の余地があり、今後の課題としたい。

【参考文献】日本南極地域観測隊第27次~32次隊報告、国立極地研究所

【謝辞】あすか観測拠点での設営工学観測にご理解とご協力をいただいた極地研究所及び観測隊各位に深甚の謝意を表します。

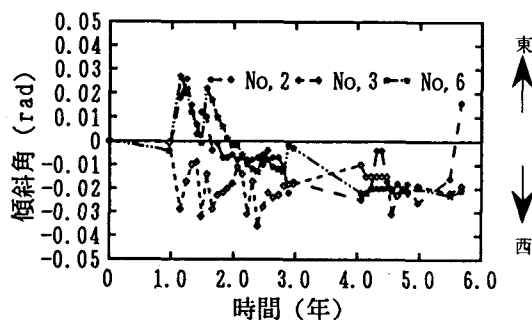


図4.2壁面傾斜角(長辺方向)

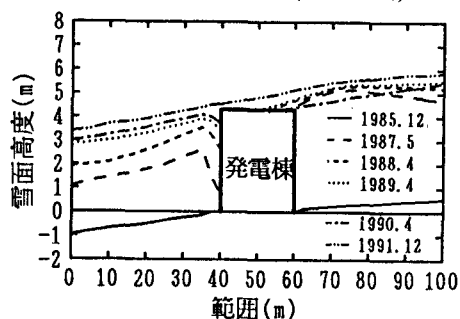


図5発電棟周囲のスノウドリフト

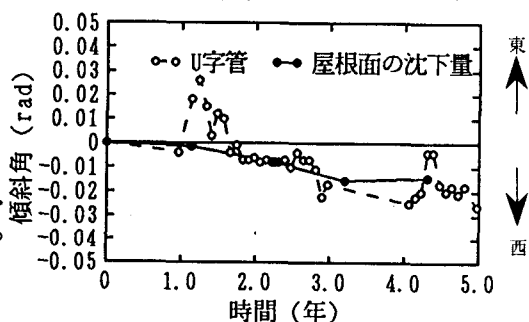


図6.1 U字管(No.2)と屋根面の沈下量による傾斜角

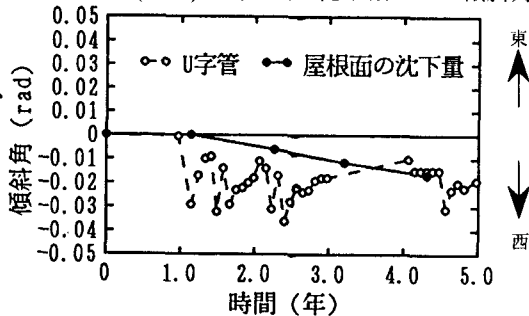


図6.2 U字管(No.3)と屋根面の沈下量による傾斜角

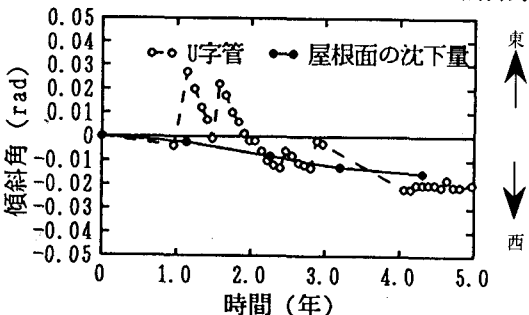


図6.3 U字管(No.6)と屋根面の沈下量による傾斜角

アイスドーム構造体の昇華と補強、補修について

君塚慎矢(日本大学大学院) 半貫敏夫(日本大学理工学部)
石沢賢二(極地研究所)

§ 1. はじめに

固定荷重時には主として圧縮の面内応力場で自立するアイスドーム構造体は、実験室、倉庫など暖房を使わないまとまった空間(40~60m²)で、使用期間が短期間(0.5~1年程度)という使用上の制限つきではあるが、輸送、建設の条件が極端に制限される極地での省エネルギー(自然エネルギー利用)工法としての魅力と可能性を備えている。このアイスドームを維持、管理していく上で問題となるシェル表面の昇華について、その性質や補修の可能性を模型実験により調べた。さらに、クリープの進行を遅らせ氷構造体の脆性的な破壊を防ぐことを目的としたアイスドームの補強に関する実験を行った。

§ 2. アイスドーム模型の昇華試験及び補修

アイスドーム模型を4体製作して低温室内(平均約-18°C)に放置し、ほぼ1日おきに重量を測定してシェル表面からの昇華を調べた。図1は昇華によるアイスドーム重量の時間的変化を、重量-時間関係としてまとめたもの、図2は縦軸の値を初期重量で除して無次元化したものである。各試験体の重量は線形的に減少し、1日に約1%の割合で昇華が進行することがわかった。図中の実測値が上昇している箇所は、昇華が進行して薄くなったシェル表面に新たに水をかけて凍結させ、減少した氷重量を復元する補修作業を行ったためである。補修に使用した水量は、試験体No. 1が1200g、No. 2が1600g、No. 4が1500gである。新たにアイスドーム表面に水を噴霧すると、温度応力でシェルに亀裂が発生することが予想されたが、使用する水の温度、水量、吹き方などに注意を払えば、補修は充分可能であることが確かめられた。また、補修後の重量も補修前と同様の傾向で減少することもわかった。

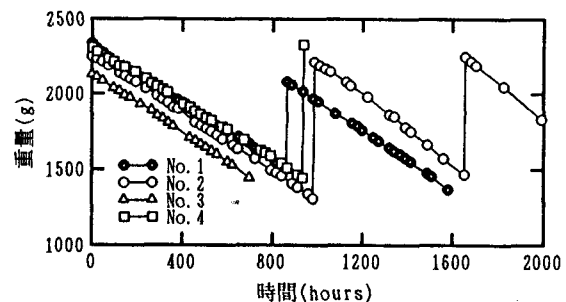


図1 昇華によるアイスドーム重量の経時変化

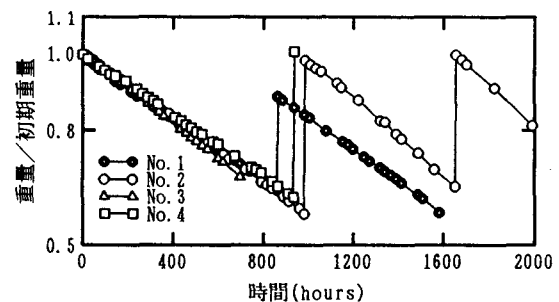


図2 無次元化したアイスドーム重量の経時変化

§ 3. 実大アイスドーム構造のクリープ挙動の予測

§2で調べた昇華によるシェル厚の減少が、アイスドーム構造のクリープ挙動にかなりの影響を及ぼすものと思われた。そこで、これまで実験値との比較などで検証を重ね、その有用性を確かめたクリープ解析システム¹⁾に、昇華の影響をシェル厚の減少として近似的に評価して組み込み、実スケールのアイスドーム構造(直径10m、ライズ2.5m、シェル厚10cm)を想定した数値実験を行った。素材を「雪」と見なし、文献2)の雪の粘性係数モデル、あすか観測拠点の気温変動(1987~1991³⁾)及び表1の物性値を用いて0.5年のクリープを解析した。計算結果を頂部変位-時間関係としてまとめたのが図3、4である。図3は自重によるクリープについての気温の影響を示したものである。夏期(9~2月)の解析は冬季(3~8月)と比べると3カ月で約2倍、6カ月で約4倍の変形量となるので、ドーム表面の断熱被覆など、夏期には日射からの保護対策が必要と思われる。

図4はドーム表面に均等な積雪荷重を想定し、夏期の気温変動を与えた計算例である。この積雪層(密度 0.4g/cm^3 と仮定)には荷重としての効果のほかに、昇華によるシェル厚の減少を防ぐ断熱層としての効果もある。ここでは、積雪層がある場合は昇華が起らないとして積雪層がない場合のみ昇華を考慮した解析を行って積雪層の荷重効果と昇華抑制効果を比較した。図より昇華はクリープ変形にあまり影響しないことがわかる。昇華によるシェル厚の減少は自重の減少となってその影響が相殺されるためである。積雪の荷重効果は6カ月で約1.05~1.20倍の変形量として現れるが、この程度の変形量の差であれば、安全利用の観点から、昇華対策としてアイスドーム表面を雪で覆うことも有効と考えられる。

§ 4. 補強アイスドームのクリープ試験

補強アイスドームの試作では、補強材として図5のような金網($\phi=0.21\text{mm}$ 、間隔 $=0.75\text{mm}$)を半球状に編んで用いた。金網自体が剛性が高く自立するため、それ自体を型枠として表面に水を噴霧して補強アイスシェル構造を製作した。模型頂部に集中荷重 7.15kg (短期間載荷時のドーム崩壊荷重平均値の約10%)を加え、約2週間連続的に測定したクリープ曲線を示したのが図6である。350時間後の変位は、補強のないもの¹⁾と比べると約1/10に抑えることができた。

§ 5. まとめ

- 1) アイスドーム構造体における昇華の進行は、時間変数に対して線形的に進行することがわかり、これから危険時期(補修サイクル)の予測が可能であると思われる。
- 2) 数値実験から昇華は自重によるクリープにはあまり影響しないことがわかった。しかしシェル厚の減少は明らかに構造体の劣化であり、確実に構造安定性を低下させるので何らかの対策が必要である。
- 3) シェル厚の修復も含めて、昇華対策は今後の重要課題である。昇華速度を遅らせる工夫として、雪の断熱性を利用するのも有効な手段の一つと思われる。
- 4) アイスドームの補強については、その効果から、実現に向けて検討を続ける価値がある。

【参考文献】

- 1) 半貫敏夫他2(1994): 半球アイスドームの長期クリープと昇華
第10回日本雪工学会大会論文報告集(青森), 日本雪工学会, PP. 203-208.
- 2) 半貫敏夫他2(1993): 南極あすか基地のスノウドリフトと建物の不同沈下 2. 建物の不同沈下の性状
第9回日本雪工学会大会論文報告集(北海道), 日本雪工学会, PP. 179-182.
- 3) 日本南極地域観測隊第27, 28, 29, 30, 31次隊報告, 国立極地研究所
- 4) 篠島健二(1962): 「雪の粘弾性的取扱い」 鉄道技術研究報告, No328, PP. 1-47.

表1 解析用の氷(雪)の物性値⁴⁾

氷(雪)の物性値	シェル部分	積雪層
密度 (g/cm^3)	0.70	0.50
ポアソン比	0.3	0.3
ヤング係数 (g/cm^2)	2.04×10^7	3.06×10^6

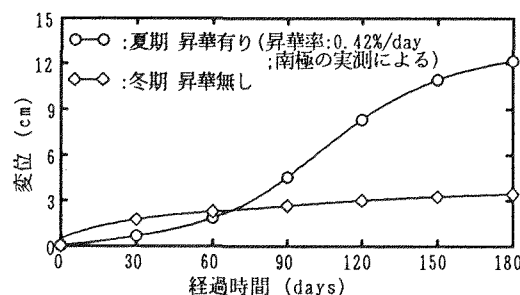


図3 気温の影響を考慮した計算例

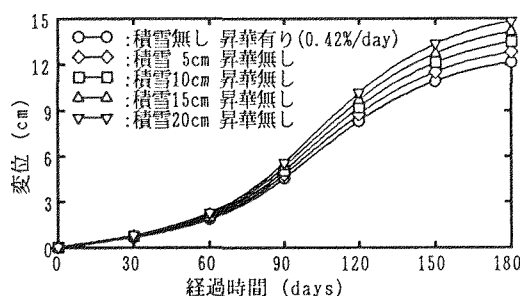


図4 等分布積雪荷重を考慮した計算例

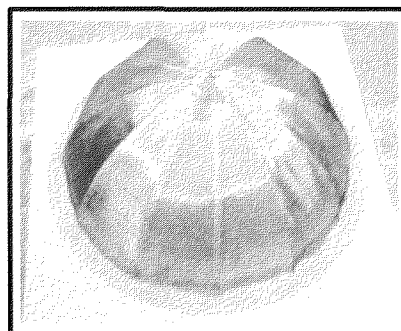


図5 金網による補強アイスドーム型枠

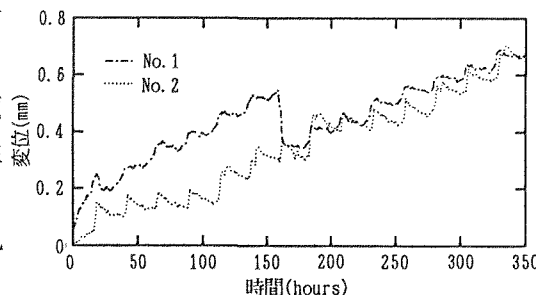


図6 クリープ試験結果(補強アイスドームの頂部変位)

東南極 G 1 5 コアの年代決定

成田英器（北大低温研）、和泉薫（新潟大積雪災害センター）、
藤井理行（極地研）、庄子仁（北見工大）

1. まえがき

氷床コアの決定は、異なった場所で得られたコアの解析結果を比較するため、そしてコアから得られる様々な気候、環境情報を的確に復元するために最も重要なことである。コアの年代決定は、一般に層位学的方法（酸素同位体比、化学組成、pH、電気伝導度等の季節変動）、示準層の検出（人工放射能汚染層、テフラ層等）、放射性同位対（ ^{210}Pb 、 ^{14}C 、 ^{10}Be 等）の測定や氷の流動則、結晶成長率を用いて行われる。年間堆積量の多いグリーンランドなどのコアでは、酸素同位体組成比等の季節変動が明瞭に現れるため比較的容易に年代が得られるが、南極内陸部の堆積量の少ない地域では、圧密があまり進行していない表層部でさえも上記に示した層位学的季節変動を明瞭に見出すことは困難で、グリーンランドコアのような詳細な年代決定は難しい。それ故に、多くの手段を複合して可能な限りの詳細な年代決定を行うのが肝要である。

2. G 1 5 コアの年代決定

これまで G 1 5 コアの年代決定は、DEP（誘電率プロファイル）の測定を用い、コアに含まれる火山性不純物層を見出して過去の火山活動の歴史と対比することによった。その結果、過去 770 年間の時間スケールが書き込まれた（Moore, et al. : 1991）。しかし、これは大規模火山噴火のみを示準とし、その間を一樣な堆積量である仮定としてのことである。G 1 5 地点の年間堆積量は過去 770 年間一様で、約 9 cm と推定された。この値がおおよそ合っていると看做しても、G 1 5 地点は沿岸から約 400 km に位置し、カタバテック風帯の中にあるので、一樣な堆積が長年続いたとは考えにくい。そこで、以下の手段を用いて年代決定を試みた。1) トリチュウム濃度プロファイル、2) ECM（固体電気伝導度）のシグナル変動、3) 結晶粒成長、4) 雪尺

ここで、酸素同位体比のプロファイルに季節変動が見られなかったため、検討データから除いた。1) のトリチュウム濃度プロファイルでは、1996 年のピーク（1961～1992 の成層圏実験による）が深さ 3.5 m～3.7 m の間に現れた。この年代から推定される DEP、および ECM の Agung（1963）の噴火によるシグナルは 3.4 m となり、この年代決定は DEP によって得られた 4.2 m と違った。2) の ECM のシグナルには季節変動的変動がみられた。シグナルのピークは過去 1979～1983 年の雪尺データと一致した。ECM シグナルのピークが硫酸イオンや硝酸イオンによるものとすれば、これらは夏期に降り積もった雪に相当する（Osada et al. : 1989）。ECM の変動の詳細な解析と結晶成長から得られる年代決定は、現在解析中である。

3. おわりに

今回、4 つの上記した情報を用いて G 1 5 コアの年代決定を試みた。この中で、特に ECM のシグナルは酸素同位対比による層位学的年代決定に換わるものとして使用できるようである。これは降雪堆積直後の酸素同位対比プロファイルが積雪のしもざらめ化によって簡単に乱されるのに対してイオン不純物はその影響をあまり受けない結果であろう。

文献

- Moore, J. C., Narita, H. and Maeno, N., 1991. A continuous 770-year record of volcanic activity from East Antarctica. JGR, 96, D9, 17353-17359.
Osada, K., Ohmae, H., Nishio, F., Higuchi, K. and Kanamori, S., 1989. Chemical composition of snow drift on Mizuho Plateau. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 2, 70-78.

ドームグリップ氷コアの力学試験(II)

宮本淳・川田邦夫(富山大学理学部地球科学科),
庄子仁(北見工業大学土木開発工学科), H. B. Clausen(コペンハーゲン大学)

1. はじめに

1990～1992 年にかけてグリーンランド中央ドーム位置(72°34'N, 37°37'W)において, Greenland Ice-core Project により深層コア(Summit コア)が氷床底部 3029 m まで掘削された. この Summit コアの解析からは過去 20 万年以上にわたっての地球の気候・環境変動の歴史が明らかにされるが, そのためには, 氷床中に閉じ込められた気泡・微量成分の移動, 保存性などの氷床過程を理解しなければならない. 本研究では, 氷床過程の理解を目的に氷の物理的特性に注目し, 氷床の 3 次元内部構造を議論する. 昨年第 16 回極域気水圏シンポジウムでは, 結晶 C 軸方位の測定結果を中心に氷床の力学的性質について述べた. ここでは, さらに進めた結晶 C 軸方位測定, Cloudy band 観察, 一軸圧縮試験などの各シグナルの相関性について述べる.

2. 各シグナルの相関性

水平で, 平坦な層構造を成していた Cloudy band がわずかに乱れはじめる深さ 2300 m 付近から結晶粒の C 軸方位はコア軸の鉛直方向から数度ずれて集中する. 結晶 C 軸方位分布は氷床のひずみ履歴を表し, 氷床の塑性変形速度を決める要因になっていると考えられるので, 結晶粒一つ一つの C 軸方位と応力軸のなす角度を求め(Schmidt Factor), 一軸圧縮試験による氷の変

形のしやすさ(Enhancement Factor)を計算した. その結果, 深さ 2300 m 付近までは Enhancement Factor の計算値と測定値が一致した. つまり, 氷の変形のしやすさは結晶 C 軸方位のみで議論できる. また, 結晶粒径・ECM・結晶 C 軸方位・Cloudy band のシグナルの変動の比較を行った結果, すべてのシグナルはよい相関を示しており, 気温指標である δ 値(Dansgaard, W. et al. 1993)とも相関していた.

3. 氷床の 3 次元内部構造

ドーム位置で掘削されたコアは水平方向の流動が最小で理想的な堆積環境を持っているが, Summit コアの層構造は各シグナルからコアの下部の約 25% (約 2300 m 以深)で乱れていることが示唆された. 岩盤付近では ECM・Cloudy band ともシグナルが著しく乱れており, 流動の複雑さを示している.

現在, 一軸圧縮試験とより詳細な氷の組織変化について解析を進めているが, 2300 m 以深については層構造の乱れを考慮した解析が必要である.

参考文献: 宮本淳, 桜田景治, 庄子仁, Clausen, H. B. 第 16 回極域気水圏シンポジウムプログラム・講演要旨, 118 (1993)

Dansgaard, W. Nature. 364, 218-220 (1993)

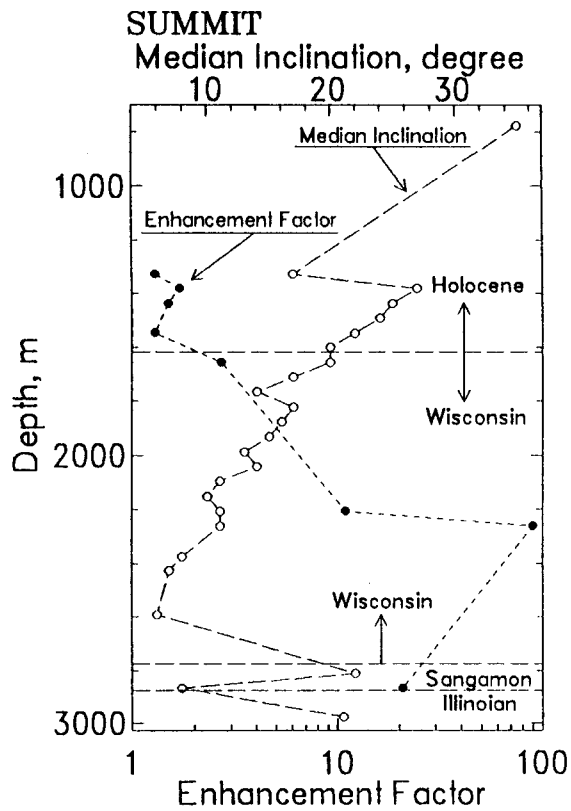


図 1

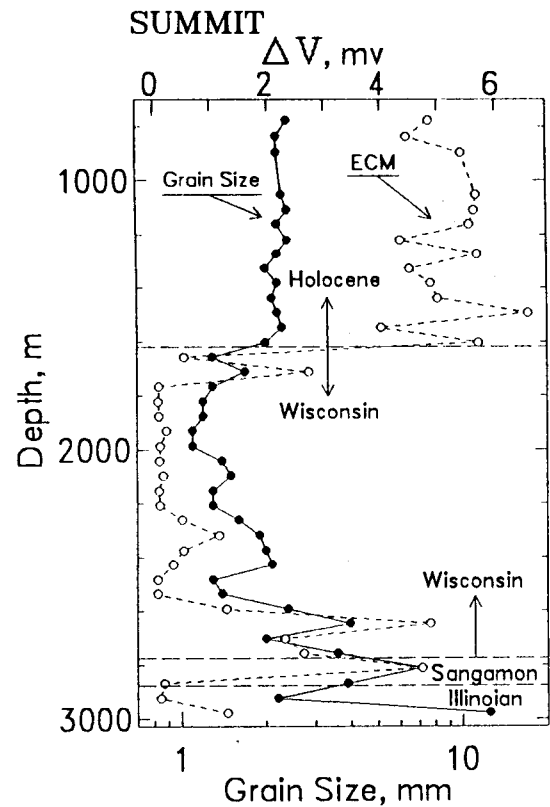


図 2

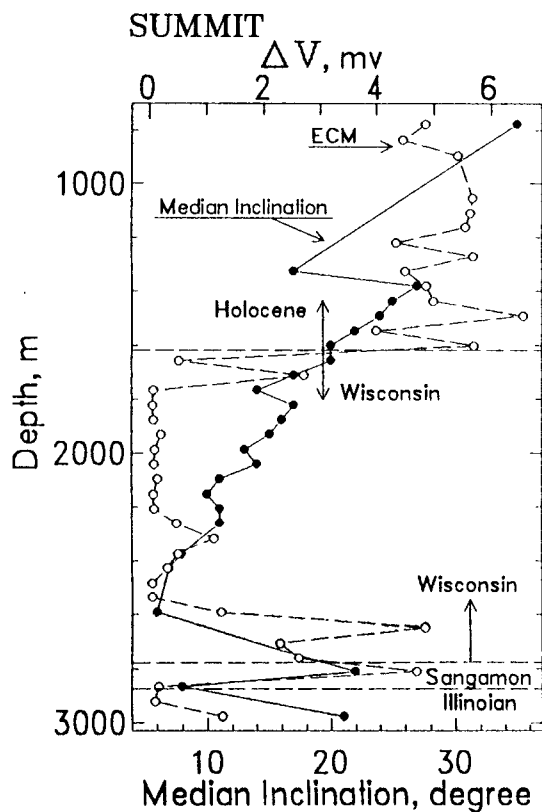


図 3

各シグナルの比較

図 1. Enhancement Factor と Median Inclination

・ Enhancement Factor (Es)

$$Es = \frac{\dot{\epsilon}_{\text{measured}}}{A \sigma^n \exp(-Q/RT)}$$

・ Median Inclination

結晶 C 軸方位測定において測定
結晶粒の 50 % の数が含まれる
コア軸 (シュミットネットの中心)
からの伏角

図 2. 結晶粒径と ECM

図 3. Median Inclination と ECM

スピッツベルゲン・オスゴルド氷河における氷コアの化学解析

五十嵐誠（総研大極域科学），神山孝吉，藤井理行，渡辺興亜（極地研）

【はじめに】

1993年6月から7月にかけて、スピッツベルグ島オスゴルド氷河（79°27'N, 16°43'E, 1140m a.s.l.）において184.62mの氷コアを採取し、ニューオスルスン基地まで輸送後低温室に保存、同年12月現地においてコアを融解処理、簡単な分析作業、およびコア試料を日本へ持ち帰るための作業を行なった。

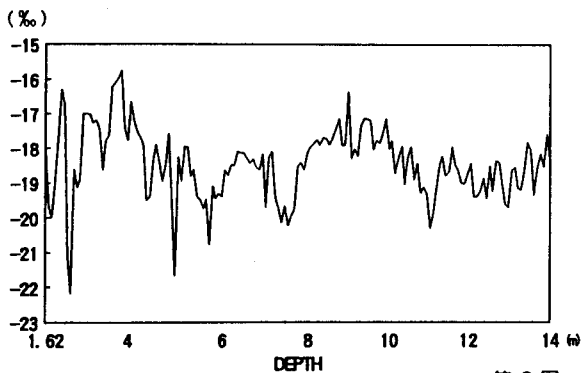
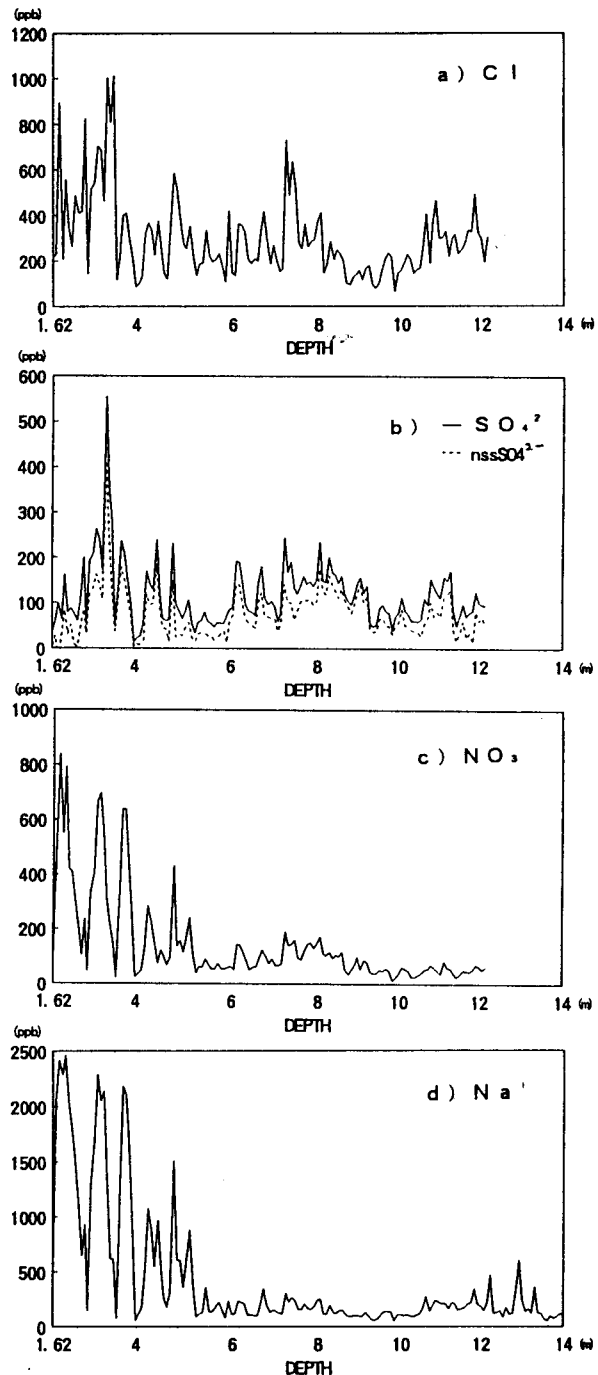
試料が国内に到着後、すぐに化学分析を開始し現在も継続中である。分析項目は電導度、pH、主成分濃度（Cl, NO₃, SO₄²⁻, Na⁺, K⁺, NH₄⁺, Mg²⁺, Ca²⁺）、酸素同位体組成（δ¹⁸O）である。今回は、184.62mの氷コアのうち表層から約15m深までのものについてその分析結果の報告を行なう。

【結果と考察】

氷コアの主成分濃度のうちCl, NO₃, SO₄²⁻, Na⁺のプロファイルを第1図に示す。このうちNO₃, Na⁺は約5m深まで大きく変動し、それ以深は小さな変動しか示さない。この傾向はCl, SO₄²⁻以外のほとんどの主成分にもみられ、最近十数年間、大きく大気環境が変動しているのか、または堆積後の融解・再凍結による影響なのかは現段階において明確な判断はできない。δ¹⁸Oプロファイルを第2図に示す。コア掘削時に採取された約1.4mのピット試料は、ちょうど1年分の積雪量に等しく、このδ¹⁸Oを測定したところ-17.5‰~-22‰の変動幅をとる。しかし、深さ約10mより浅い氷コアのプロファイルは、ピット試料に存在するような極小値がところどころで抜けている。スピッツベルゲン島はかなり高緯度に位置しているが、周りを海洋に囲まれ、また島周辺は低気圧の通り道にあたっているため気団の入れ替わりが激しく、厳冬の極夜の時期でさえ海岸付近では0℃を上回ることもまれにあり、たとえ氷河上であっても夏季には表層の融解が生じているものと思われる。

Cl, SO₄²⁻濃度プロファイルは、他の主成分と異なり極大、極小値の現れ方が明瞭で、かつ変動幅も深くなるにつれてほとんど減衰しない。このことから、堆積当時の大気環境を復元する有効な手がかりになるとと思われる。特にSO₄²⁻の約3m深付近のピークは、他のどの主成分にも現れていない独自のものであり、このコアがもつ重要なシグナルとしてその原因を究明したい。

現在、まだ分析が全て終了していないことと、コアの堆積年代の推定を行っていないため、今後これらの作業を急ぎ、スピッツベルゲン島北部の気候・大気環境の復元を行なう予定である。

第2図 氷コア中のδ¹⁸Oプロファイル

第1図 氷コア中の主成分濃度プロファイル

a) Cl⁻ b) SO₄²⁻ c) NO₃ d) Na⁺

天然放射性核種Pb-210による氷コア解析

鈴木利孝、太田一岳、楨朗（山形大理）、神山孝吉、藤井理行、渡辺興亜（極地研）

はじめに

大気中の天然放射性核種 ^{210}Pb （半減期22.3y）の大部分は、地表から大気へ放出された ^{222}Rn （半減期3.82d）の放射壊変生成物である。 ^{210}Pb を含むエアロゾルは、迅速かつ広範囲な気団の動きにより全地球上へ空輸され、湿式あるいは乾式降下により再び地表へ除去される。極域雪氷圏に降下する大気起源 ^{210}Pb は雪氷中に連続的に堆積して行く一方、その半減期に従って時間とともに放射能を減衰させて行く。したがって、雪氷表層への ^{210}Pb 供給量が一定で、堆積後の移動がなければ、雪氷中 ^{210}Pb 鉛直分布は理論的な減衰曲線に従うはずであり、このことが氷堆積速度推定法の原理となっている。本研究では、スピッツベルゲン島の氷河から採取された氷コア中の ^{210}Pb を分析し、氷の堆積過程を解析することを目的とした。

試料と分析法

1987～93年の北極圏氷河学術調査隊（JAGE87-93）により、スピッツベルゲン島

の氷河各地で採取された3本の氷コアを試料とした。深さ毎に約1kgずつ分取した試料中の ^{210}Pb 放射能を、その娘核種である ^{210}Po からの α 線を測定することによって求めた。

結果と考察

図1に3つの掘削点における ^{210}Pb 濃度の鉛直分布を示した。鉛直分布は場所により大きく異なっていた。特にJAGE87コアでは20mから65mの広い範囲にわたって0.05Bq/kg付近の一定値を示し、70m以深で他の2地点の40m層付近の濃度と同程度になった。JAGE92、93についてはコア全体の分析は終わっていないが、所々濃度の逆転は見られるものの、JAGE87コアほどの顕著な濃度ギャップは観測されなかった。これらの結果は、 ^{210}Pb の大気からの供給量あるいは保存状況などが場所により異なることを示している。この原因は今のところ特定できないが、融雪や降雪量の変動と深く関連していると推察する。これらの鉛直分布から見積もられる氷河の堆積速度についても報告する。

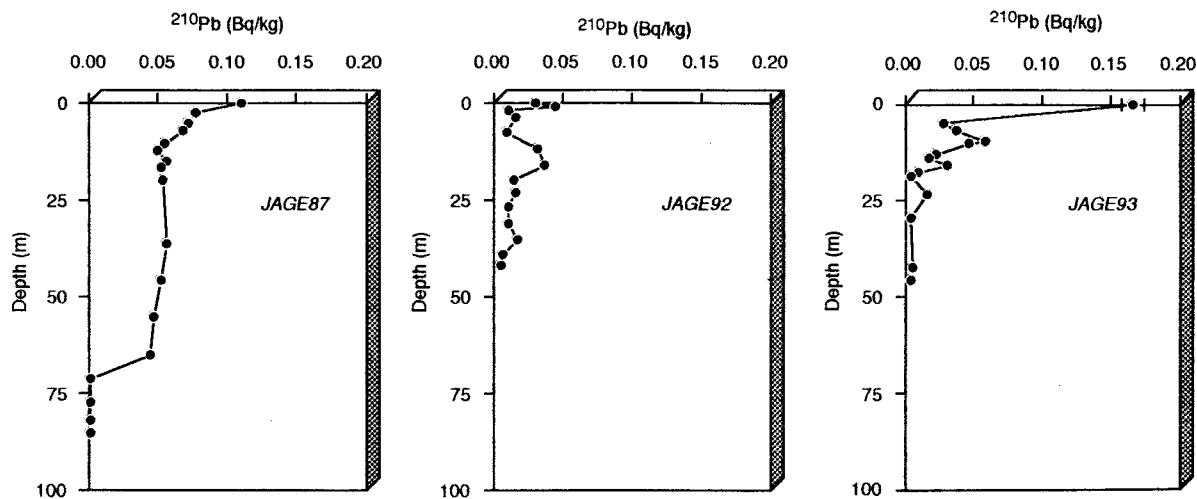


図1 JAGE87 (79°17'N, 16°50'E, 1200m a.s.l.)、JAGE92 (79°08'N, 13°17'E, 1190m a.s.l.)およびJAGE93 (79°27'N, 16°43'E, 1140m a.s.l.)で得られた北極氷コア中の ^{210}Pb 鉛直分布

グリーンランド氷床コア中の脂肪酸の深度分布

河村公隆、鈴木郁子（都立大理）、藤井理行、渡辺興亜（極地研）

[はじめに]

生物由来の脂肪酸は、大気中に広く分布する有機物の一つである。炭素数 18 以下の脂肪酸は生物一般（陸上および海洋）に由来するが、C 20 以上の脂肪酸は陸上高等植物に特有な成分である。このことから、脂肪酸の炭素数分布は陸上／海洋からの寄与を評価する指標として有用であると考えられる。

氷床コアは、降雪やドライフォールアウトによって大気経由で輸送された脂肪酸を保存しており、その深度分布より大気を通した物質の輸送過程の情報を読み取ることができると期待できる。本研究では、グリーンランドアイスコア中に脂肪酸を検索し、その分布の特徴より過去 450 年間に於ける、陸上高等植物／海洋生物のグリーンランドへの寄与を評価し、過去の大気環境に関する情報を得ることを目的とした。

[試料と分析法]

本研究で用いた氷床コア試料（長さ 206 m、約 450 年）は、1989 年にグリーンランド（Site-J, 66°51.9'N, 46°15.9'W, 標高 2030 m）にて採取した。融解後、試料を 6 M 塩酸で酸性（pH 1）にし塩化メチレン／酢酸エチル（2 : 1）で溶媒抽出した。中性成分を分離した後、酸性成分（カルボン酸）をメチルエステルに誘導体化した。更に、シリカゲルカラムクロマトグラフィーを用いて脂肪酸メチルエステル画分を分離した。エステルの測定には、オンカラムインジェクター付キャピラリー GC（カルロ・エルバ, VEGA6000）及び GC-質量分析計（フィニガン MAT, ITS40）を用いた。

[結果と考察]

アイスコア試料中に炭素数 12 から 32 の脂肪酸（1.2-30 $\mu\text{g/kg-ice}$, av. 6.4 $\mu\text{g/kg}$ ）を検出した。これらの脂肪酸は、偶数炭素数優位を示し、大気エアロゾル中に検出されるものと類似した分

気エアロゾル中に検出されるものと類似した分布の特徴を示した。また、陸上高等植物に特有な高分子脂肪酸（C20-C32）は、0.12-3.7 ng/kg (av. 0.57 ng/kg) の濃度で検出された。それらが、脂肪酸全体に占める割合は、3.5-38 % の間で大きく変動したが、1700 年代中頃から 1800 年前半にかけて高い値を示した（図 1 を参照）。この結果は、18 世紀から 19 世紀にかけて、大気を通した陸上物質のグリーンランドへの輸送が、海洋からの寄与に比較して増大したことを意味している。また、20 世紀の低い値は、海洋からの寄与が増大したことを示唆する。発表では、脂肪酸の分布の特徴から、過去の気候変化、大気循環の変化について考察する。

HFAs, %

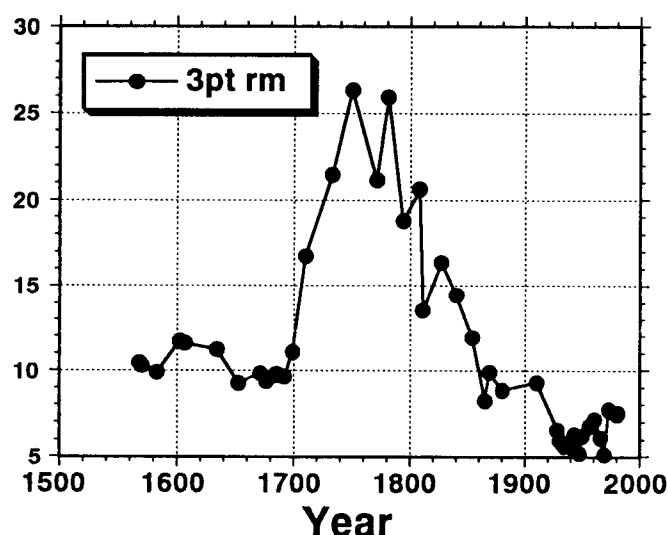


図 1 高分子脂肪酸（C20-C32）が全脂肪酸（C12-C32）に占める割合（%）の年代変化。3点移動平均でプロットしてある。

I C P - M S による南極氷床コアの微量分析

島村匡* 岩下正人* 高久雄一** 赤羽勤子# 津村昭人## 山崎真一##
 *北里大学医療衛生学部 **丸文株式会社 #多摩化学工業株式会社
 ##農業環境技術研究所

1. はじめに

南極氷床コアの中の微量元素濃度は遠隔地での微量元素の降下量を知る上で、最も適している。特に産業革命以前に堆積した氷は人類の経済活動の影響をほとんど受けていないのでバックグラウンドとして非常に重要である。現在まで表層の雪あるいはコア中のPb, Cd, Cu, Zn, Agといった親銅元素、あるいはCaのような地殻成分、Na, Mgのような海塩成分の元素についての報告はかなりある^{1)~4)}。しかしながらV, Cr, Fe, Coのようないわゆる第一遷移金属についての報告は非常に少ない。どの元素を測定するにせよ、氷床コア中の元素濃度は極めて低く分析装置の感度はもとより試料の処理を行う際の汚染をいかに低く抑えるかが非常に問題である。我々は南極みずほ基地のコア試料中の第一遷移金属を含む17元素の濃度をI C P - M S、および高分解能型のI C P - M S (H R - I C P - M S)を用いて定量したのでここに報告する。

2. 実験

用いたサンプルはみずほ基地で採取した氷床コアサンプル (No. 411 (J A R E - 25) 深さ370.04~370.11m 1984.6) 約800gである。各元素の濃度が非常に低いことが予想されるので、以下のようなprocedureを採用した。1) 市販の南極の氷 (日本水産提供) により予備的実験を行い濃度の推定を行った。2) 硝酸で洗浄したセラミックのナイフを用い試料の表面約50gを削り落とした。3) 氷の表面を半導体グレードの超純水で軽く洗浄し、試料を硝酸洗浄したプラスチック容器に移し室温で約50g融解した。この水と削り落とした氷とを合わせsample 1とした。4) 試料を硝酸で洗浄したテフロン容器に移し、室温で融解しsample 2からsample 5まで段階的に分別採取した。各段階では氷の表面を超純水で軽く洗浄し、別々の容器に入れ替えた。5) sample 3からsample 5まではホットプレート上で5.7~10.1倍の蒸発濃縮を行った。同時に操作ブランクのテストのために超純水も蒸発濃縮した。6) この試料を直接H R - I C P - M Sに導入し、V, Cr, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Znの定量を行った。なおすべての融解、濃縮の過程はクラス1000のクリーンルーム内のクラス10のクリーンベンチ内で行い、H R - I C P - M S分析においては超音波ネブライザーを用いた。測定に用いたアイソトープは、それぞれ⁵¹V, ⁵²Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁶Fe, ⁵⁸Ni, ⁵⁹Co, ⁶³Cu, ⁶⁶Znであるが、そのいずれにも妨害のピークが認められた。しかし分解能4500においてはそのいずれもが明瞭に分離されており定量には全く問題はなかった。一方、Li, Na, Mg, Al, Ca, Sr, Ba, Pb, Biの9元素の定量を四重極型I C P - M Sを用いて行った。

3. 結果

Fig s - 1, 2にsample 1からsample 5までの分析値をppt単位で示した。図より明らかなように分析した元素はsample 2ではほぼ一定のレベルに達するものと、sample 3からはほぼ一定するものとに分かれる。前者に分類される元素は表面と内部との濃度差が比較的少なく、sample 2からsample 5へ掛けてわずかに濃度が増す傾向がある。また後者に分類される元素で

は表面との濃度差が一般に大きく、Pbのように4桁に及ぶものもある。一方Znのように一定のレベルに達しない元素もある。しかしながらほとんどの元素で一定のレベルに達し、Boutron¹⁾、Murozumi等²⁾の値とも矛盾しないので、表層の部分を除くすれば得られた値はほぼ正しい値を与えているものと考えられる。

貴重なコア試料を提供していただいた国立極地研究所の藤井理行氏に感謝いたします。テストサンプルを提供していただいた日本水産株式会社に感謝いたします。

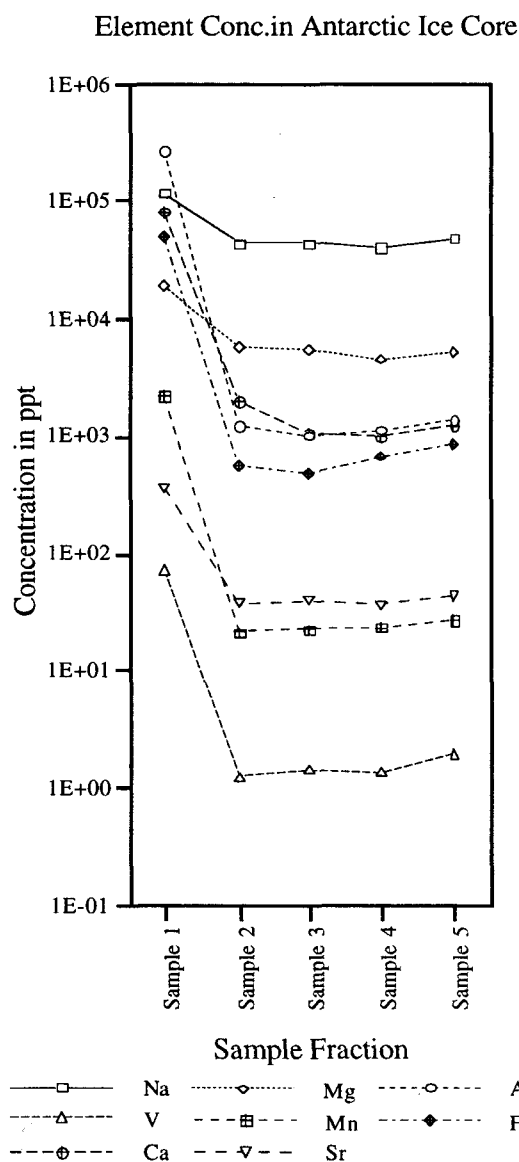


Fig-1

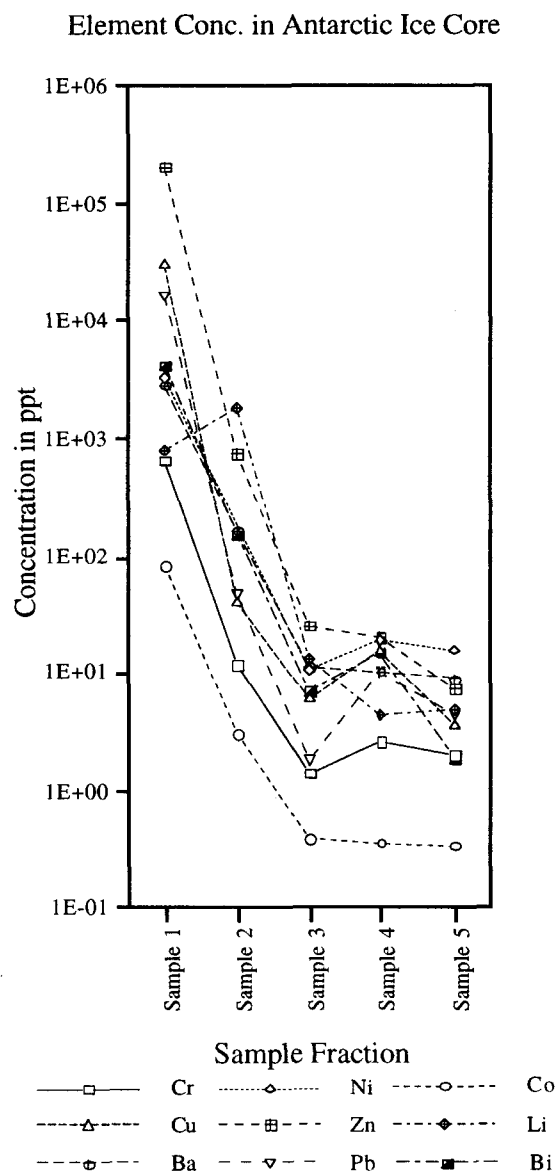


Fig-2

参考文献

- 1) C.F.Boutron; J. Geophys. Res. 85 No.C12 pp7426-7432 1980
- 2) M.Murozumi, S.Nakamura and Y.Yoshida; Mem.Natl.Inst. Polar Res., Spec.Issue,7 pp255-263 1978
- 3) C.F.Boutron, C.C.Patterson, V.N.Petrov and N.I.Barkov; Atmos. Environ. 21, No.5, pp1197-1202 1987
- 4) C.F.Boutron; Adv.Environ.Sci.Technol., 17 pp467-505 1986

みずほ氷床コア中の宇宙・火山起源物質

福岡孝昭（学習院大理）・宮野義則・遠藤邦彦（日大文理）
河野美香（岡山大地内研）・田沢雄二（京大理）・藤井理行（極地研）

はじめに

1982年のエルチチョン火山（メキシコ）、1991年のピナツポ火山（フィリピン）の噴火では、成層圏まで上昇したエアロゾルが地球全体にひろがり、気候への影響が議論されている。これらの噴火では、エアロゾルばかりでなく、微細な火山灰（テフラ）粒子も成層圏まで上昇したことが観測されている。過去の地球上の火山噴火には、エルチチョンやピナツポをはるかに上まわる巨大な噴火があったことが知られている。世界各地で生じた大規模噴火によりもたらされたエアロゾルあるいはテフラ粒子は、南極の氷上に堆積したと考えられる。また宇宙からは宇宙塵がごく少量ではあるが南極氷上にたえず落下していると考えられる。すなわち南極氷床は、過去の火山活動の記録者であり、宇宙・火山起源物質の保存所である。

700m長のみずほ氷床コアは過去9,400年程の記録を保存していると考えられる。本研究ではこの氷床コア中より、火山噴火によるエアロゾル起源の化学物質を検出して過去の火山活動との関係を検討する。テフラ粒子の化学組成はその給源火山に固有であるので、氷中よりテフラ粒子を取り出しその化学組成から給源火山を特定し、その噴火年代からみずほ氷床コアに正しい年代軸を入れる。これよりエアロゾルをもたらした噴火がどの火山によるものかが明らかにできる。みずほ氷床コアには500m深に明らかなテフラ層が視認できる。南極氷上には多数のテフラ層が確認され、その一部については採集分析されている。500m深のテフラの給源火山を明らかにするとともに氷床上のテフラと対比することによって南極氷床の流動機構を明らかにすることもこの研究の目的である。さらに、宇宙塵の検出を行い、落下頻度の経年変化を検討する。

実験手順と進行状況

みずほコアの簡単な処理の手順を図1に示した。これまでにテフラを明らかに含む500m深の部分と表面より約25m深までのコア氷を処理した。表面を削り落としたコア氷内部試料から回収した固形物は一般にきわめて少量（重量測定は不可能）であるが、その量（粒子数）とECMの値との対比を現在行っている。500m深のコア氷からは約2mg

のテフラ粒子が回収された。その粒径は2~90 μm である。このテフラ粒子については今後、粒度分析、SEMによる形態観察、EPM Aによる主成分化学組成の分析、中性子放射化分析（INAA）による微量元素分析、ガラス粒子の屈折率測定によって、給源火山の推定と氷床上のテフラとの対比を行う計画である。500m深のテフラ層の部分のECMの値は低く、テフラ粒子の存在により、電気伝導度が落ちていることが推定される。一般に、火山灰粒子は天ふらの衣のようにエアロゾルでくるまれていると考えられるので、電気伝導度は大きくなると考えられる。従って500m深のテフラにはエアロゾルの付着がなかった可能性が大きく、このテフラをもたらした噴火ではエアロゾルの放出がわずかであったと推定される。

なお図1に示したコア氷融解濾過後の水の部分の研究内容等については別に報告する。

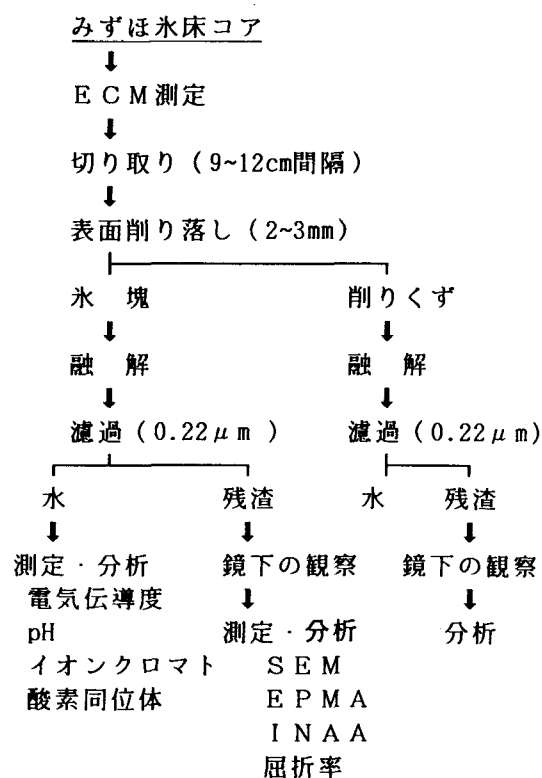


図1. 氷床コアの処理手順

南極みずほ 30m浅層コアに含まれる火山性シグナルの検出

河野美香¹⁾ 福岡孝昭²⁾ 宮野義則³⁾ 藤井理行⁴⁾ 日下部 実¹⁾¹⁾ 岡山大・地球研 ²⁾ 学習院大・理 ³⁾ 日大・文理 ⁴⁾ 極地研

1. はじめに

火山の爆発的な噴火によって成層圏に注入された硫黄や塩素を含むガスやテフラ（火山灰）などは、太陽エネルギーを吸収・散乱するために噴火後の地球大気のを低下させることがある。噴火によって大気に放出される揮発性物質（ $H_2O, CO_2, H_2S, SO_2, HCl$ など）のうち特に成層圏に達した二酸化硫黄は酸化されて硫酸エアロゾルとなり、数年にわたって成層圏に滞留し、広範囲に拡散するので噴火後の気候へ与える影響は大きいと考えられている。爆発的な火山噴火が、局所的あるいは全地球的規模の気候変動に及ぼす影響を考える上で、噴火に際して放出される酸性物質の量を正確に見積ることは重要である。過去の噴火によって放出された酸性物質量を推定する方法は、テフラ中の斑晶鉱物に含まれるガラス包有物を用いる方法と氷床コアを用いる方法がある。本研究では、みずほコア浅層部の直流電気伝導度をもとにして火山性のシグナルを検出するとともに、そのシグナルから火山噴火に伴う酸性物質の放出量を推定した。

2. 火山噴火に伴う酸性物質放出量の見積方法

噴火前にマグマだまりで温度や圧力の低下があると、マグマ中の結晶は周囲のメルトを取り込んだまま急成長することがある。このような結晶が噴火に伴って地表に放出されると、結晶中のメルトは急冷されるためにガラス化し、ガラス包有物と呼ばれるものが生成する。ガラス包有物を含む結晶は圧力容器として機能し、噴火前のマグマ中に高圧下で溶けていたガスは保存される。一方、噴火に伴ってメルトが地表に出て大気圧下で急冷された石基のガラス部分は、揮発性物質の大部分が大気中に抜けてしまうので、ガス成分の抜けてしまった“ぬけがら”とみなすことができる。そこで、テフラの斑晶（鉱物の比較的大きな結晶）に含まれるガラス包有物と石基ガラスのガス濃度差にテフラの総噴出量を掛けることにより、1回の噴火に伴って大気中に放出されたガス量を見積った(Sigurdsson, 1982)。以下、この方法を岩石学的推定法と呼ぶ。

また、氷床に保存された火山起源の酸性物質の見積りは、コアの酸性度から求めた水素イオン濃度をもとにして行なった(Hammer et al., 1980, Clausen and Hammer, 1988)。噴火によって成層圏に注入された酸性物質が極域へ輸送される量は火山の位置（緯度）に依存するので、緯度補正が必要である。核爆発実験による放射性物質が原子核の崩壊時に出した β 線の総量と、極域に輸送されて氷床に保存された総 β 線濃度を用いて(Clausen and Hammer, 1988)補正した。

3. 結果と考察

本研究で推定したみずほ700mコア浅層部のコア年代を検討するために、年代がすでに推定されているH15コアとみずほコアの直流電気伝導度を比較した(図1)。両者のシグナルがよい対応を示すものについて*印を付けた。*2および*4のシグナルは、クラカトア1883年およびタンボラ1815年噴火によるシグナル、また*5のシグナルは1809年の記録のない火山の噴火活動と対応すると思われる。*4のシグナル

をタンボラ1815年のシグナルとすると、1815年以降のH15およびみずほコアの年間平均積雪量はそれぞれ $250 g/cm^2$ 、 $8.0 g/cm^2$ であった。

最近の爆発的な巨大噴火であるタンボラ1815年噴火について、酸性物質放出量を推定した。みずほコアの酸性度からの見積では、タンボラ1815年噴火後の酸性度がバックグラウンドレベルに戻るまでの間の平均水素イオン濃度をもとにして、総水素イオン量を $9.1 \times 10^{11} g$ と見積った。岩石学的推定法から、硫酸、塩酸およびフッ酸の放出量は各々 $5.2 \times 10^{13} gS$ 、 $2.2 \times 10^{14} gCl$ 、 $1.3 \times 10^{14} gF$ と見積られている(Devine and Sigurdsson, 1984)。これらの酸性物質量を水素の量に換算すると、 $1.4 \times 10^{13} g$ であり、氷床コアからの見積より一桁高い見積となった。氷床コアからの見積は、酸性物質の極域への輸送過程や堆積過程などに依存すると思われる。今後、両者の見積方法について利点および問題点を検討する必要がある。

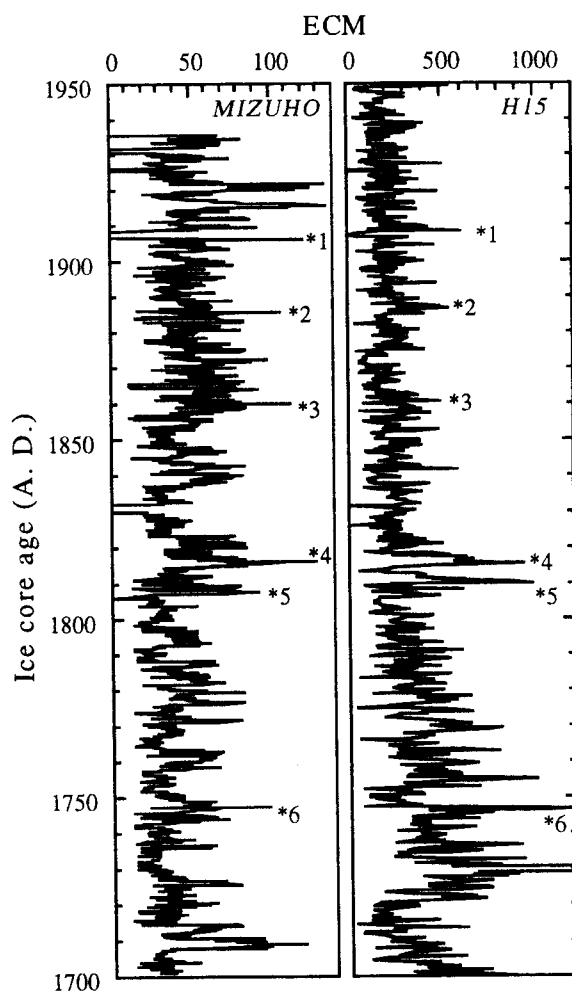


図1. みずほおよびH15コアの直流電気伝導度による火山活動示準層の検出。*印は、両コアとよく一致する顕著なシグナル。

低損失誘電体粒子集合体のマイクロ波複素誘電率測定 — 雪を想定して —

藤田秀二、松岡建志、森島成憲、前晋爾
(北海道大学工学部応用物理学科)

1. はじめに

雪や氷を対象としたマイクロ波リモートセンシング技術は、波長が数cmサイズの電磁波が、雪や氷の内部で散乱や減衰をするプロセスの検知を、技術の本質としている。雪氷中ではマイクロ波周波数の増加と共に電磁波の減衰率は増大するため、高周波ほど電磁波の浸透する深さは減少する。したがって、より高周波ほど、氷床表面を覆う”雪”とマイクロ波の相互作用が”氷”とのそれよりも重要になる。

雪のなかで生じる電磁波の減衰は、氷が本来もっている誘電損失と、散乱に起因する損失の2つの損失要因に起因する。後者が前者の効果を上回り始める周波数は約5～10GHz前後と考えられている。しかしながら、そもそも純氷のマイクロ波誘電率ですら、信頼できる測定値が提出されはじめたのは最近のことであり、散乱に起因する損失の定量的評価をおこなった実験的データはさらに乏しい。このような背景から、我々は、散乱に起因する損失を定量的に評価する実験を開始した。具体的には、テフロンや氷のような低損失誘電体が微小粒子の集合体となったとき、その誘電特性が稠密状態の固体と比べてどのような差をもつかを調査している。

2. 測定試料と方法

測定サンプルにはテフロンと氷を用いる。テフロンは、氷を用いて実験する前の予備実験用の試料であるが、これを用いた理由は以下の通りである。まず、テフロンサンプルには、雪に起こるような、焼結や圧密などの時間依存する効果が生じないため、目的としている散乱効果の抽出が比較的容易であると考えられること。また、氷と複素誘電率の値が近いため、テフロンに現れる効果は氷にも現れると考えられること。更には、試料として取り扱いやすく、室温で実験できることである。テフロンは、平均粒径0.25mmと0.5mmの2種類のパウダー試料、それに、粒径約3mmのベレット試料を用いている。本予稿執筆時点では、テフロンのみの測定としており、氷にはまだ着手していないが、今後順次測定をすすめていく。

測定に用いる手法は、開放型共振器法（別名、ファブリ・ペロー共振器法）である。この手法は、1対で2枚の良導体金属ミラーからなる共振器にマイクロ波の共振電場を発生させ、そこに誘電体試料を挿入したときの共振状態の変化を調べる方法である。これは、マイクロ波帯からミリ波帯にかけて、物質の複素誘電率を最も高精度で調査できる手法であり、共振器の性能の指標とされるQ値(Quality Factor)は約10万である。この値は、共振器が誘電損失を10のマイナス6乗まで調査できる性能をもつことを意味する。測定周波数は26GHz～40GHzであり、マイクロ波～ミリ波にかけての周波数を用いた。これに対応する電磁波の波長が11mm～7mmと、粒子の径と非常に近いこと、散乱の効果を評価できる。測定結果は、シンポジウム当日に示す。

表面形態分布からみた南極氷床上の堆積環境について

古川晶雄、神山孝吉（国立極地研）、前野英生（郵政省通総研）、
 本山秀明（国立極地研）

はじめに

33次南極観測隊で行ったドーム旅行期間中（1992年11～12月）に、ドームF頂上から沿岸域のS16までのルート沿いにサスツルギ、デューン、サーマルクラックといった表面形態の頻度分布を観測した。その地域特性と季節変化については昨年報告した。今回はルート沿いの堆積量、表面地形、基盤地形との関連を調べた結果からこのルート上の堆積環境（堆積過程、堆積量分布等）について考察する。

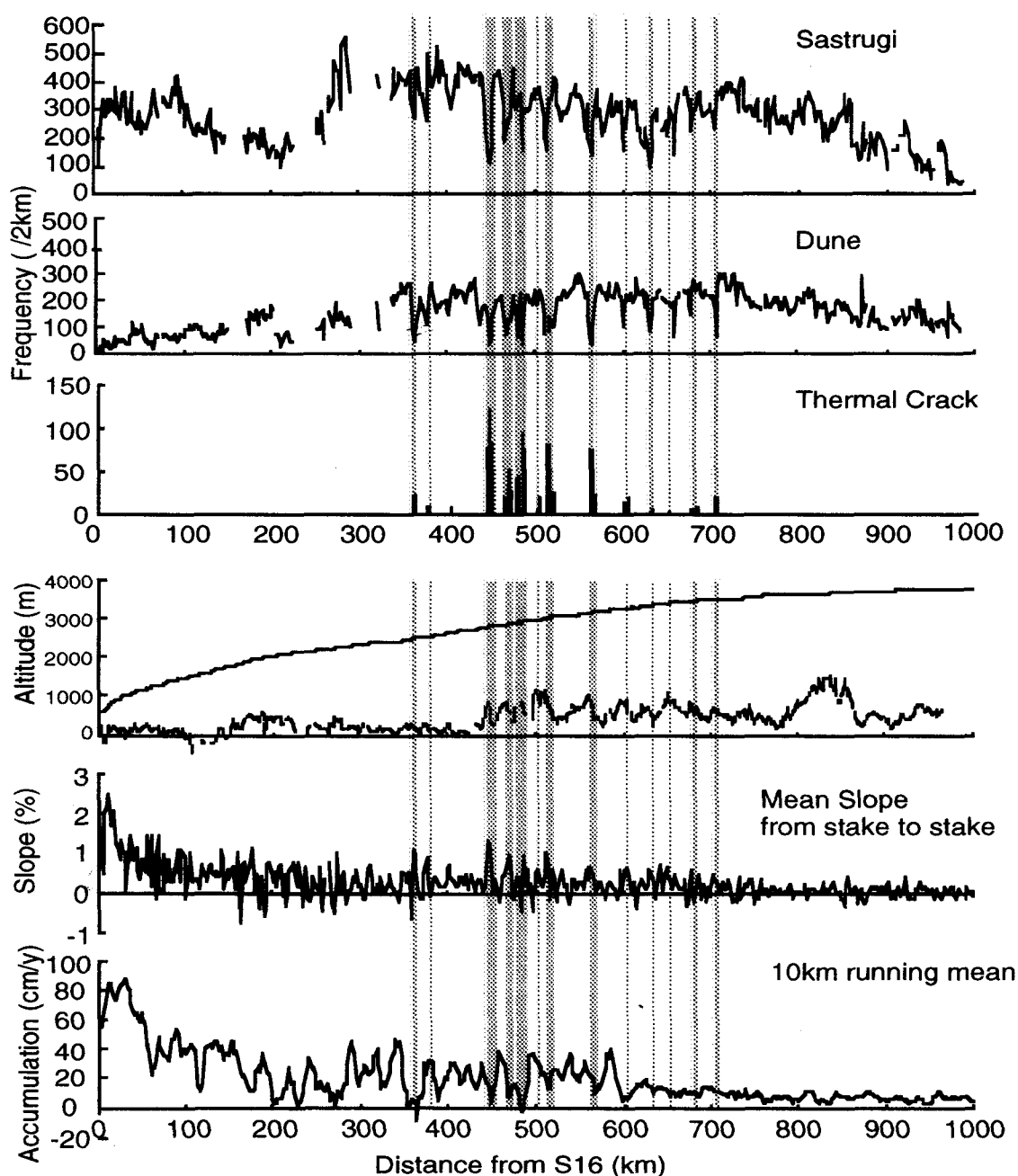


図. 1 ルート沿いの表面形態の頻度、表面・基盤地形、表面傾斜、堆積量分布

堆積量、地形との関係

図. 1にS16からドーム頂上までのルート沿いの表面形態の頻度分布、地形と堆積量の分布を示す。ハッチで示した地域はサーマルクラックが見られた場所、すなわち光沢雪面が存在していた場所を示す。サーマルクラックが存在する光沢雪面が見られる地域では堆積量は小さい。サスツルギとデューンが発達している地域では堆積量が多い。光沢雪面の発達域はルート沿いの表面の起伏の傾斜が大きい場所に対応する。しかし沿岸域では表面の傾斜は大きい、光沢雪面は見られない。傾斜が小さいところではサスツルギとデューンの頻度が大きい。頻度分布を測定することにより表面形態の分布特性（発達地域、地形、堆積量との関係を客観的に議論することができる。これらの比較からS16からドーム頂上までのルート上の堆積環境については図. 2に示したような3つに区分できる。

氷床上の堆積環境について

高度2000m付近から3500mまでの地域では、堆積量は場所により大きく異なり、長期にわたって堆積が中断している地域がみられる。そのような地域は基盤地形の起伏によってもたらされと考えられている氷床表面の起伏の風下側に対応する。この地域は斜面下降風が強い地域で地吹雪による積雪の再分配が起こっており、この再分配には基盤地形の起伏によってもたらされる氷床表面の起伏地形が大きな役割をはたしていると考えられる。

高度2000m以下の沿岸域では海域からの低気圧のじょう乱によってもたらされる降雪により活発な堆積が起こる。氷厚は薄くなるため表面の起伏は大きい、堆積量が多いため堆積中断域は現われない。

一方高度3500m以上の内陸高原域では堆積量は小さいが場所による差は小さい。斜面下降風が弱く、積雪の削剥が起こりにくい。また氷厚が大きくなるため、基盤地形の起伏は表面に現われにくい。

以上はあるライン上についての区分である。氷床の数百kmスケールの形状によってはこれとは違った特性を持つ可能性があるので注意を要する。

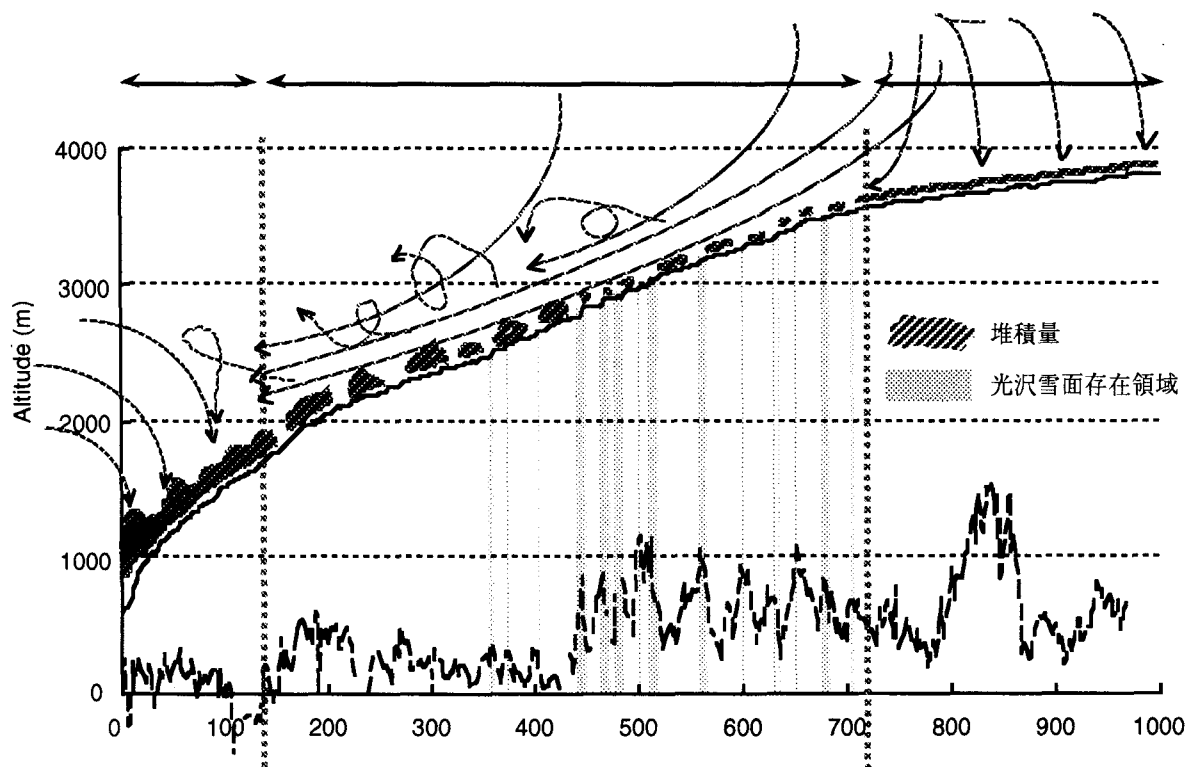


図. 2 S16からドームF頂上へ至るルート沿いの堆積環境区分

極域氷床における雪の圧密氷化過程と含有空気量

亀田貴雄（北見工業大学）、成瀬廉二（北大低温研）

1. はじめに

極域氷床における雪の圧密氷化過程を定量化するために雪－氷遷移層（表面から40m～90m深）での試料の孤立気泡体積（Vb: Bubble volume per unit mass of ice）と非通気性係数（IP: Impermeability）を測定した。ここでは、南極とグリーンランドの5地点で採取された氷床コア（H231、Mizuho、G15、AC、Site-J）の氷化過程の地域特性を報告し、これが含有空気量に与える影響を考察する。

2. 測定方法

Vbの測定方法は、昨年（第16回）の極域気水圏シンポジウムで報告した（p. 81）ので省略する。IPは、真空ポンプにつながったチューブに試料を密着させ、その時のチューブ内の大気圧からの減圧（ ΔP ）を測定し、通気性のない氷に対する減圧（ ΔP_i ）との比として(1)式の如く定義する。

$$IP (\%) = \Delta P / \Delta P_i \times 100 \quad (1)$$

つまり、試料に通気性がないとIPは、100%となる。VbとIPの測定は、円筒形に整形した30～70gの試料を用いた。

3. 雪の圧密氷化の地域特性

5地点で採取した氷床コアのVbの測定結果を図1に示す。南極コアでは、氷温が高い地点（H231やMizuho）ではVbが”急激に増加する密度”（ ρ_{ib} ）が小さくなる傾向があった。つまり、年間平均気温が高い地点では、低い密度で気泡が形成されはじめることがわかった。Vbが極大値を示す密度（ ρ_{cb} ）は、ほぼ一定であった。

図2にH231コアのIPの測定結果を示す。黒丸でそれぞれの試料に対する平均値を示し、縦の線分で最大値と最小値を示す。IPの最大値が100%に到達する試料は、通気性のない部分を含んでおり、IP測定により検知できる氷化の開始である（この時の密度を ρ_{io} と記す）。またIPの値が全て100%になる試料は、全ての部分で通気性がない試料であり、氷化が完成している（密度 ρ_{co} と記す）。

図3にVbとIPの測定によりそれぞれ決められた雪－氷遷移層の開始、完了密度とコア採取地点の氷温との関係を示す。気泡が急激に形成される密度（ ρ_{ib} ）は氷温が高いほど低くなるが、氷化が完了する密度（ ρ_{co} ）は、ほぼ一定であった。これは、気泡の大きさと数密度の地域依存性が影響していると考えられる。

4. 雪の圧密氷化過程と含有空気量

極域氷床氷の含有空気量(V)は、氷化完了時の温度(T_c)・密度(ρ_{co})・気泡内圧(P_c)、標準状態の気温($T_o=273.15K$)・気圧($P_o=760Torr$)、純氷の密度(ρ_i)を用いて以下の式で表せる。

$$V = T_o \cdot P_c \cdot (1/\rho_{co} - 1/\rho_i) / (P_o \cdot T_c) \quad (2)$$

前節3. より ρ_{co} がほぼ一定であることが推定されたので、含有空気量(V)は T_c 、 P_c の関数である。氷化が起こる地点での年間平均気圧(P_a)を用いて、(2)式を書き換えると以下の式が成り立つ。

$$P_c/P_a = P_o \cdot V \cdot T_c / (P_a \cdot T_o (1/\rho_{co} - 1/\rho_i)) \quad (3)$$

P_c/P_a は、氷化完了時の気泡内圧比であり、 $P_c/P_a = 1$ であれば、氷化完了時に氷の中の気泡は静水圧による収縮を受けていない事を意味する。

図4に P_c/P_a と T_c との関係を示す。氷温の上昇とともに P_c/P_a が大きくなることがわかる。これは、氷化完了時の気泡内圧が P_a より高く、氷化が完了するまでに雪の中の気泡が既に収縮していたことを示し、収縮の程度に氷の温度が関与していることを示唆する。この P_c/P_a の温度依存性には、①氷の粘性圧縮の温度依存性、② ρ_{ib} の温度依存性、が影響していると考えられる。

図4の結果を用い、含有空気量の氷温依存性を取り入れて、グリーンランドCamp Century 含有空気量データ(Herron and Langway, 1987)を再解析すると、氷期-間氷期の氷床高度差は、 $400 \pm 170\text{m}$ と推定され、従来の推定よりも高度差が約130~10m低くなった。氷コアの含有空気量から過去の氷床高度を推定する場合には、圧密氷化した時の温度が重要であることがわかった。

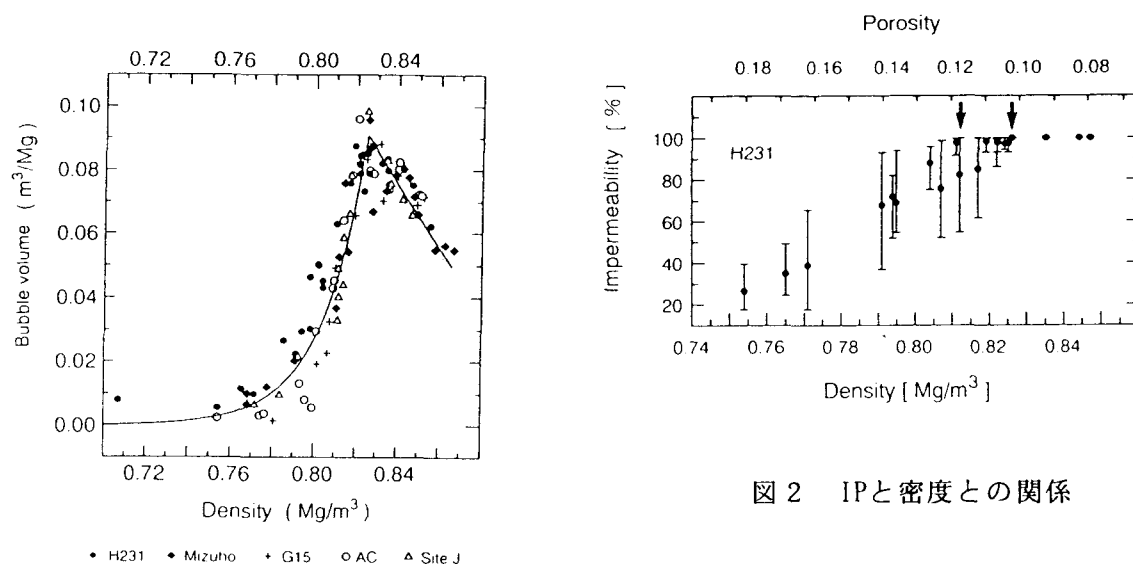


図2 IPと密度との関係

図1 Vbと密度との関係

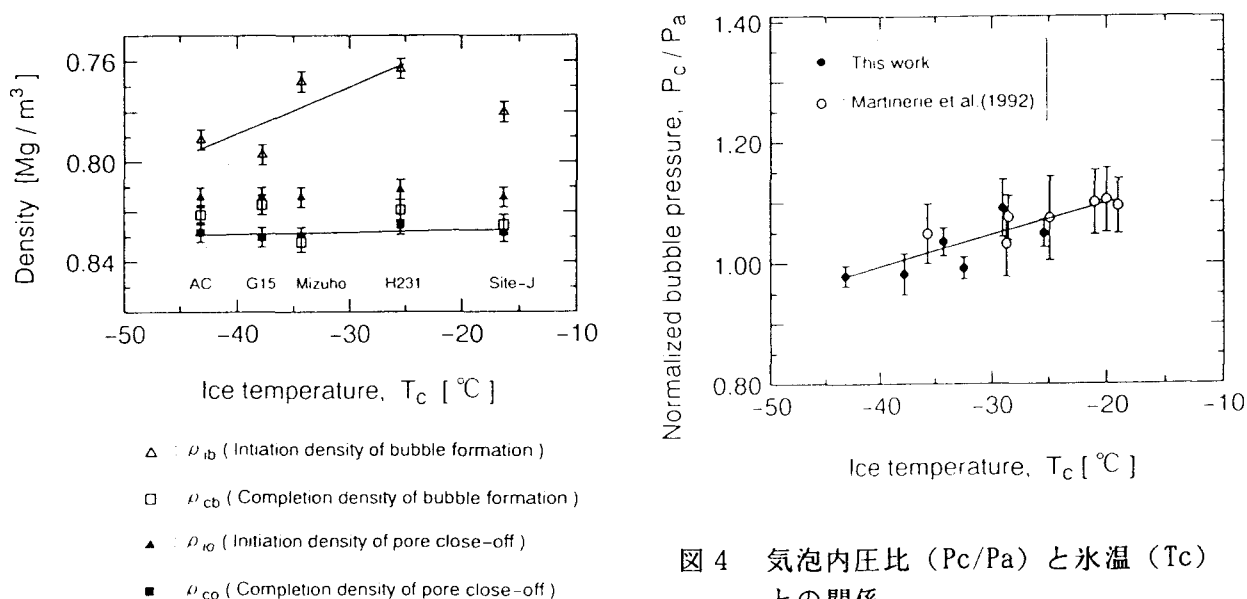


図3 VbとIPの測定から推定された雪-氷遷移層の開始・完了密度と氷温(T_c)との関係

図4 気泡内圧比(P_c/P_a)と氷温(T_c)との関係

(Martinerie et al.(1992)のデータから計算した P_c/P_a も図に示した)

東南極ドームFでの112mコア掘削とケーシングについて (JARE34)

本山秀明 (極地研)、宮原盛厚 (地球工学)、榎本浩之 (北見工大)、渡辺興亜 (極地研)

1. はじめに

南極氷床ドームF深層掘削観測計画の第2年次として、東南極ドームFにて浅層掘削とケーシングを行った。

ドームF周辺の氷床・岩盤地形が33次隊によって精査され、ドームF基地をドーム最高点である標高3810mのMD732地点にすると決定された。34次隊は、MD732から南東1km程の地点を選び、卓越風向を吟味して基地建設地を決定し、コア掘削・ケーシング作業の他、基地建物を2棟建設し、物資デポを行った。本報告では、浅層コア掘削からケーシングにいたる一連の作業と、現場解析で得られたコア密度と浅層ドリル・リーマーの切削速度に興味ある結果が得られたので合わせて報告する。

2. 目的

ドームFにおいて2000m級の深層コア掘削が36次、37次隊によって行われる。掘削深度が深くなると、氷床氷の圧力で掘削孔が収縮するので氷と同密度の不凍液 (液封液) を注入してその中を掘り進む。この液封液は氷床表面から注がれるので、氷床が氷になり液漏れしなくなる深さまでフィルン層をケーシングする必要がある。

3. 掘削場設営

掘削地点が標高3810mで夏期でも寒冷地なので、掘削環境を良くする上で掘削場をシートで覆い、ストーブで暖房した。大きさは5mのマストが入り、十分な作業スペースを得られるように、足場を3段に組み、内部を0.5m掘り下げ、全体をシートで覆った。掘削開始時は-35℃の室温が暖房すると-20℃くらいまで上昇し、作業環境としては満足できた。

4. 浅層掘削

深層掘削地点にて、氷化する深度までコア掘削を行った。図1に密度分布図を示すが、他の温暖地の密度分布と比較して低温のため圧密が進まず、深さ90mを越えてようやく密度が800kg/m³となった。100mを越えて、ほぼ通気性がなくなったので浅層掘削を終了した。採取した雪氷コア (直径104mm) は、コアのロギング・密度測定・通気度測定後、プラスチックチューブに入れ、段ボール梱包した。35次隊が昭和基地にて解析する予定である。

(掘削作業日数12日)

5. リーミング

ケーシング材の直径は250mmなので、浅層掘削によってできた直径135mmの掘削孔を拡張 (リーミング) した。切削トルクとリーミング機材の軽量化のため、3段階 (元孔135mm→①180mm→②221mm→③254mm) で掘削孔を広げた。リーミング作業は順調であったが、切削チップの取りこぼしがあり、チップの一部が孔底に溜まった。このチップの回収が困難だったことと、深層掘削機の液中掘削のための直径135mmの孔が10m以上必要なので、86mまでのリーミングで終了した。(リーミング作業日数15日)

6. ケーシング

ケーシング材は外径250mm、内径200mm、長さ3mで材質がFRPの筒を準備した。4m高の三脚を立て、その中央に下げたウインチで、ケーシング材を吊り、地上で新しいケーシング下端を埋設中のケーシング上端に1本づつ、つなぎながら孔に降ろした。29本連結し、84m深までのケーシングをした。液封掘削のためにはこの深度で充分である。(ケーシング作業日数2日)

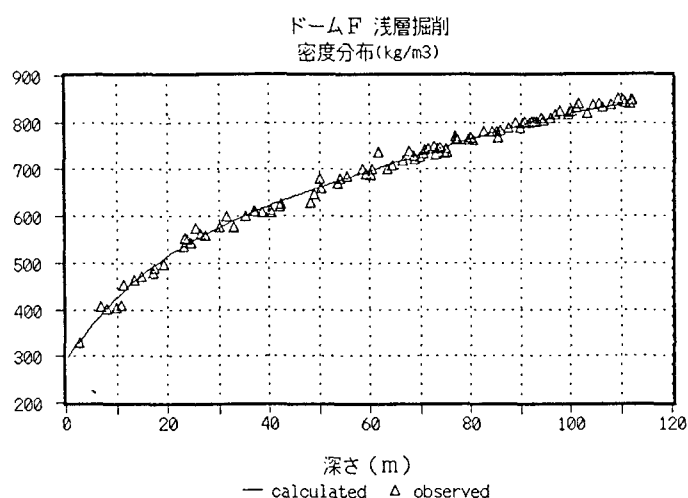


図1 ドームFコアの密度分布

7. 密度分布と切削速度について

掘削地点は年平均気温が -58°C で年涵養量が 32mm の地点であり、氷化深度は 100m を越えている（図1）。図2に浅層掘削の切削速度、図3にリーマーでの切削速度を示す。氷床が深くなるにつれ硬度が増し、切削速度は小さくなっていく。切削速度にときどき全体の傾向から外れる深さがあり、密度との関係でははっきりしないが、氷の物理情報を含んでいるはずである。深層掘削においてはさらに詳しい掘削時のデータを測定するので、氷床の物理情報をリアルタイムに見られる1つの観測項目となるであろう。

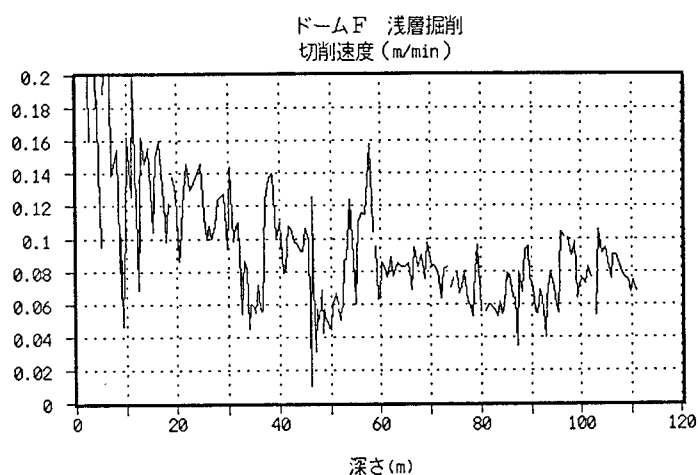


図2 浅層掘削の切削速度

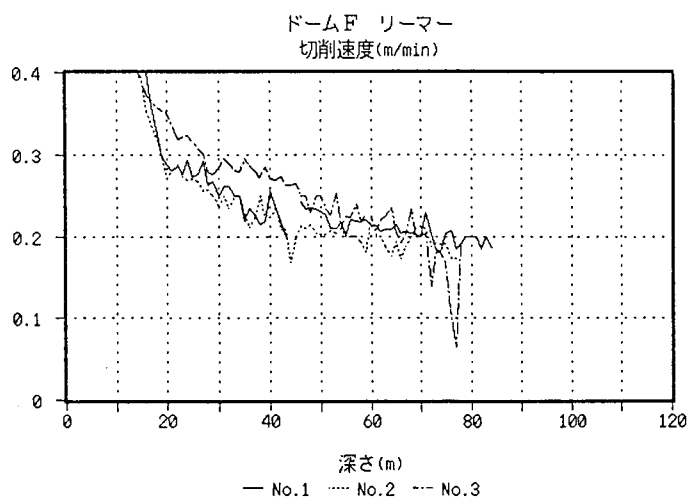


図3 リーマーの切削速度

氷床内部層反射エコーの偏波特性

前野英生（通信総合研究所） 藤田秀二（北大工学部）

1. はじめに

昨今、南極大陸氷床の内部構造を知る上でアイスレーダ観測が有効であることが明らかになってきている。JARE33では、ドームFでの氷厚測定を実施するとともに、沿岸部までの14ヶ所に及ぶ観測地点で偏波測定を実施した。多点にわたる観測点は、ほぼ氷河の流線方向に沿った方向にある。今回の報告では、測定結果から電波エコーの各地点の異方性と氷河の流線方向との関係を報告する。

2. 観測方法

図1は、定点で179MHz雪上車搭載アイスレーダを真北より22.5度づつ16方向に回転しデータを取得したものである。八木型アンテナは、雪上車の進行方向に対して垂直の偏波面で送受信している。

3. 各地点の異方性

図2は、深さに対する信号強度を現すAスコープデータを真北から16方向分並べたものである。内部層による減衰量の違いによりエコーがノイズレベルに達するまでの深さに異方性が生じていることが読みとれる。また、エコー強度を深さ毎に定量的に読みとることにより、密度変化による反射かファブリックによるものか考察する。標高（温度との相関）や氷厚によるそれらの深さ方向の分布も興味深い。

4. 氷河の流線方向との関係

反射エコーは、流線方向か流線方向に対して垂直な方向から強く返ってくるとされている。本観測で得られた多点データが実際にその様相をしているか、氷厚を考慮して考察してみた。流動量は、ドームF付近では小さく、沿岸部では大きい、偏波測定から定量化することができるか検討した。

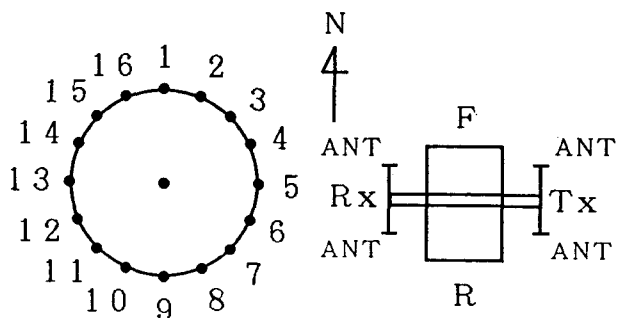


図1 観測方法

右は雪上車を上から見た図で、アンテナの位置関係を示す。左は雪上車の前側の向きを数字で現しデータと対応させている。

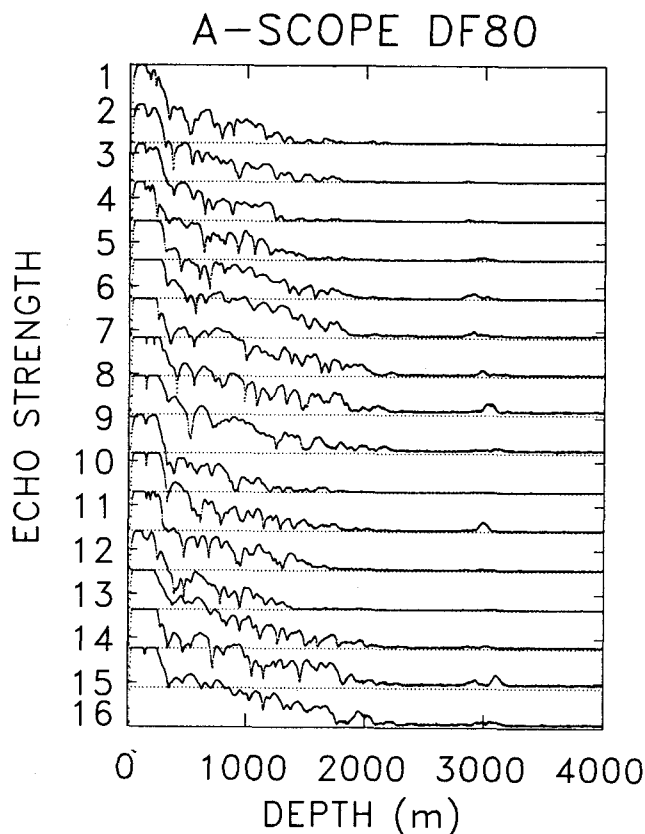


図2 16方位のAスコープデータ
エコー強度は方位によって減衰量が異なる。

空洞共振器法による氷_{1h}結晶の マイクロ波帯の誘電損失の精密測定

○松岡 建志 藤田 秀二 森島 成憲 前 晋爾 (北大工)

1. はじめに

現在、人工衛星による極域雪氷圏のマイクロ波レーダ探査が盛んに行なわれており、ERS-1衛星の合成開口レーダ（Cバンド；5.3GHz）やJ・ERS-1衛星の合成開口レーダ（Lバンド；1.275GHz）などによって、多くのデータが蓄積されてきている。そこで、これらの探査データを解析するために、氷体内でのマイクロ波の伝播特性（伝播速度や反射、散乱、減衰など）を規定する物理量である氷結晶の複素誘電率（ $\epsilon^* = \epsilon' - i\epsilon''$ ）を正確に知る必要がある。

しかしながら、信頼できる誘電率の測定値が、この周波数帯で極めて乏しいのが現状である。特に、マイクロ波の減衰を規定する誘電率虚数部（ ϵ'' ）および誘電損失（ $\tan\delta = \epsilon''/\epsilon'$ ）は、値自体が $10^{-3} \sim 10^{-4}$ と非常に小さいために測定が困難で未だによくわかっていない。それ故に、マイクロ波レーダで得られた探査データを正確に解析するためには、精度の高い氷結晶の誘電率測定が必要とされている。

前回のシンポジウムにおいて、我々は高精度の誘電損失測定手法である空洞共振器法を用いたシステムの開発について報告した。そして、氷結晶の誘電損失測定値の初期結果として、10GHzでの値は -20°C 以上で 10^{-4} の桁であることを確認した。これは純粋な氷へのマイクロ波の浸透深さが10GHzでは15m程度であることを示している。今回はさらに、測定温度範囲および周波数範囲を拡張し、現在までに得られた結果について報告する。

2. 測定方法

本研究で用いた測定装置の概略図を図1に示す。測定は周波数変化法で行なった。これは、掃引発振器によって発振されたマイクロ波を空洞共振器に入射し、掃引によって得られる共振曲線を検出するものである。試料挿入前と挿入時の空洞共振器による共振周波数の変化から誘電率実数部が得られ、共振波形の変化から誘電損失が得られる。ロックイン増幅器は雑音を除去し測定精度を高めるために用いた。

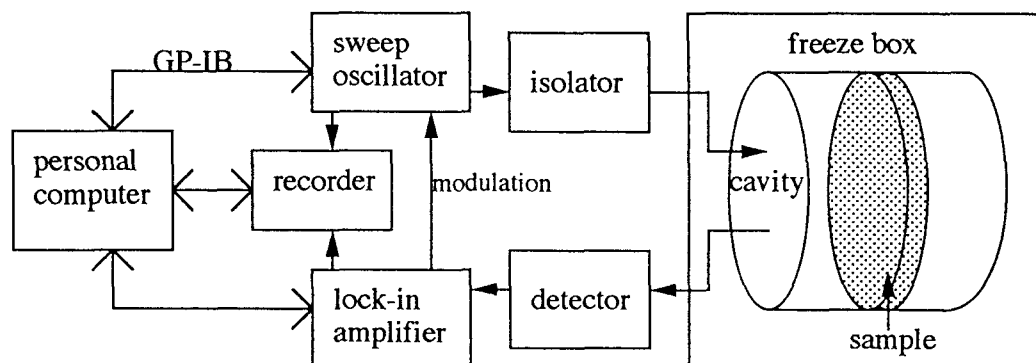


図1. 測定装置概略図

使用した空洞共振器は、円筒型で周波数が10GHz（Xバンド）、5GHz（Cバンド）用の2種類で、さらに1.3GHz（Lバンド）用の空洞共振器が準備段階にある。測定温度範囲は-60～-3℃で行なった。氷試料は、イオン交換水から作製した人工多結晶氷を用いた。

3. 測定結果および考察

測定結果の一例として10GHzにおける誘電損失の温度依存性を図2に示す。同様にプロットしたMätzler and Wegmüller(1987)の測定値と比較すると、本研究の結果から、誘電損失は低温になるに従い温度依存性が小さくなることがわかった。

測定は現在継続中であり、5GHzにおける誘電損失の温度依存性および1.3GHzを加えた周波数依存性は、当日の講演で議論する予定である。

参考文献

Mätzler and Wegmüller(1987) J. Phys. D : Appl. Phys. 20

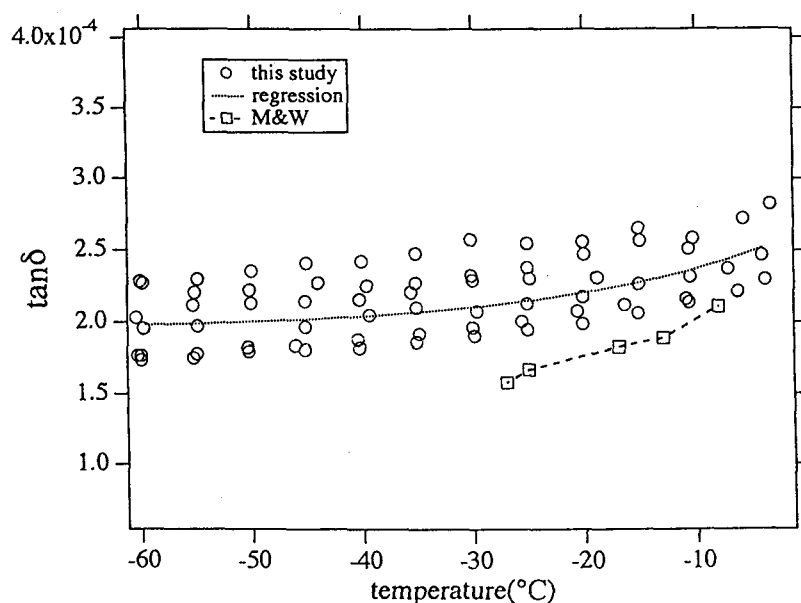


図2. 10GHzでの誘電損失の温度依存性

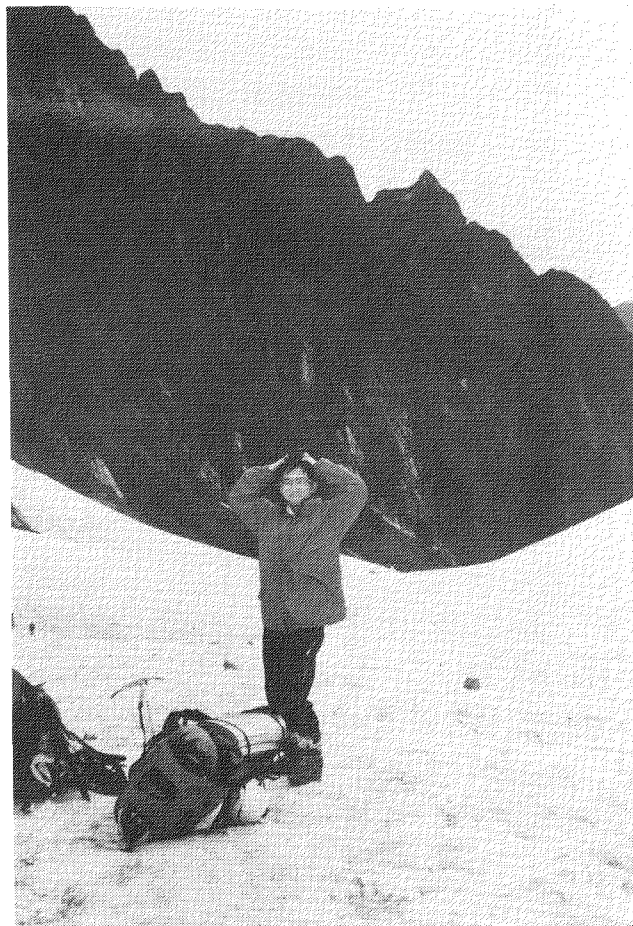
日本国内環境大気中二酸化炭素濃度および日本アルプスの
雪サンプル中陰陽イオンの化学種分析例

二木安之（信州大医衛生）富安文武乃進，
二瓶好正（東大生研），渡辺興亜，神山
孝吉（国立極地研），前嶋康浩，前野一
真，萩原直木（信州大医）

1. 本研究では，最近の環境変動の要因とそれにかかわる化学物質の挙動との関連を明らかにするために，大気中二酸化炭素，雪氷関係試料のpH，有機無機陰陽イオンバランスと凝固濃縮化学物質のキャラクタリゼーションにより解明することを目的とする．

2. 非分散型赤外分析計を用い，平成4年11月18日より平成5年8月30日にあたり，わが国の北海道から九州までの環境大気中二酸化炭素濃度を計測した結果，200から800ppmで，谷あい部と海岸部で高い傾向にあった．常念岳一の沢標高2100m地点の雪融解物（平成5年8月6日）の陰イオンクロマトグラフィーの結果は，F 0.064ppm，Cl 0.61ppm，NO₂ 0.006ppm，Br 0.011ppm，NO₃ 0.295ppm，SO₄ 1.09ppm，pH 7.4であった．また，八ヶ岳立科山の雪サンプルの陰イオンについては，F 0.21ppm，Cl 7.84ppm，NO₂ 0.024ppm，Br 0.041ppm，NO₃ 0.116ppm，SO₄ 0.357ppm，pH 6.1であった．（平成3年4月28日から5月4日標高2530mのもの）八ヶ岳のCl（7.84ppm）は，常念岳の0.61ppmより明らかに高濃度であった．

一方，X線マイクロアナライザー（EPMA）のデータからは，常念岳の雪融解物には，粒子状物質は，検出されず，八ヶ岳のサンプルからは，Al，Si，K，Feが特徴的粒子の中に検出された．1998年開催予定の長野冬期オリンピックでは，どのような雪が降のか，また，国内の雪氷のサンプルと南極の1900年以降のオリンピック開催年の氷床コアの測定とともに予測を行うことは，極めて興味深い．常念岳のサンプリング地点周辺の写真を一部示した．本研究は，国立極地研究所共同研究（301）一環である．



簡便な測定手段を利用した雪氷試料化学特性の評価

神山孝吉（国立極地研究所）

1. 本研究の目的

自然を理解するためには、自然から如何に情報を取得するかが重要な要素である。しかしながら自然は時間的・空間的に絶えず変貌を続けているため、情報の評価が難しい。従来限られた情報から人間の直感（？）を利用し自然感を構築してきた。しかしながら直感力の評価が難しいので、一般的には時間的・空間的に変動する量を測定し出来るだけ客観的な判断に基づいて自然を認識することになる。雪氷試料の化学的特性を用いて自然情報を取得する場合にも、直感力と客観的評価の両者のバランスが重要であろう。本研究の目的は雪氷試料の化学的特性について客観評価に耐える情報を効率よく提出し、若干の直感力を加えて一層進化した自然情報を取得する一助にしようとするものである。

2. 試料と方法

試料としては以下の理由から南極内陸部の積雪試料を利用した。(1).既存の情報量が少ない。(2).現在進行中の南極氷床ドーム深層掘削計画期間中には試料採取が可能である。(3).情報を速やかに提出すると次の試料採取に反映可能である。

化学的特性を評価する方法としては汎用性が大きく多量の試料を処理すべく以下の点に留意した。(1).測定機器が小型軽量であること。(2).測定機器が堅牢であること。(3).操作が容易であること。(4).計測時間が短いこと。

前回のシンポジウムでは積雪試料中の過酸化水素濃度の現地測定を上記の条件を満たす測定方法の一つとして取り上げ、測定結果・若干の考察を加えて発表した。今回はその試料の一部を用いて、融解試料の電気伝導度・pH、さらには紫外吸収スペクトルを計測したので、結果と発表すると共に有効性と問題点を整理した。なおこれらの測定方法は全て上記の条件を満足している。

3. 考察

3-1.測定方法について：電気伝導度、pH、過酸化水素の測定方法については十分議論されているので、ここでは紫外吸収スペクトルのみ議論する。検出器として紀本電子工業（株）製のUVスペクトル検出器を用いた。本機種のハードとしての性能は表1に示した。データをADコンバータによってデジタル量としてパソコンに取り込んでいるため積算平均化などの操作がソフトとして行なうことができる。今回単純に積算や平均化等を行わずUVスペクトルを測定した。紫外波長（210 nm）の吸収が積雪中の硝酸イオン濃度に依存していることは既に報告している。硝酸の標準溶液のUV吸収は230 nmより短波長の部分で生じる。実際205.1, 210.1, 215 nmの吸収強度と硝酸濃度との関係を検討すると215 nmが最も直線性が高い。

3-2.運用について：南極昭和基地から内陸に向けた旅行中に採取した既に一部の分析が終了した試料の残さを試料として検討した。測定は標準試料と同様に試料を送液ポンプによってセルに送り込み直ちに測定した。測定結果をモニターした後、

デジタル収録したデータを整理し検討を加えた。試料のUVスペクトルを示す（図1）。図から標準試料とは異なり長波長域においてもUV吸収が生じている試料が見られた。次の2つの解釈が考えられる。(1).微粒子による吸収。(2).注意しているものの冷たい試料が測定中に暖められるために微細な気泡が発生し誤差を生じている。

試料を連続して測定することに主眼をおいたため送液ポンプを使用したのが、十分な運用結果が得られるまではバッチ処理をすべきであったので今後検討したい。

3-2.結果を利用した考察

内陸部の積雪の過酸化水素濃度、電気伝導度の地理的分布を図2、図3に示した。また沿岸部から内陸部にかけての電気伝導度・pHの変動を図4に示した。さらに沿岸部から内陸部にかけての積雪試料のUV吸収度（215, 360 nm）を図5に示した。具体的な考察は講演時に行ないたい。

表1：紫外吸光測定装置の諸元

試料セル容量	5 ml
露光時間	500 msec
波長	194.8 ~ 405.6 nm
分解能	0.4 nm (512 p)
検出範囲	2.900E+04 ~ 4.000E+03

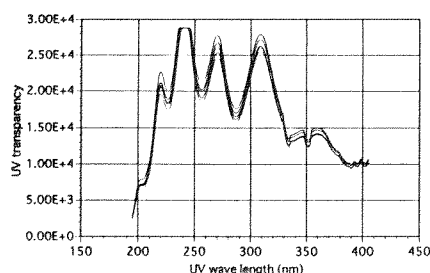


図1：試料のUV吸収スペクトル

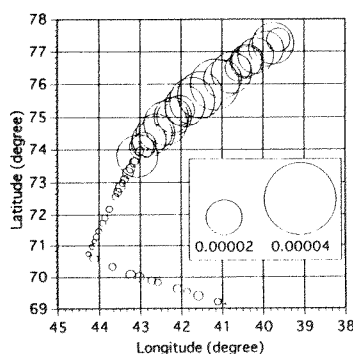


図2：積雪試料の過酸化水素濃度の地理的分布

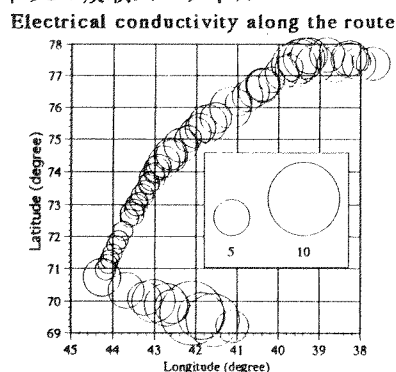


図3：積雪試料の電気伝導度の地理的分布

Electrical conductivity and pH along the route

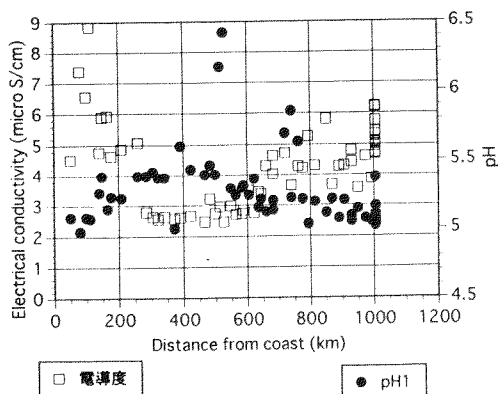


図4：沿岸部から内陸部にかけての積雪試料の電気伝導度・pHの変動

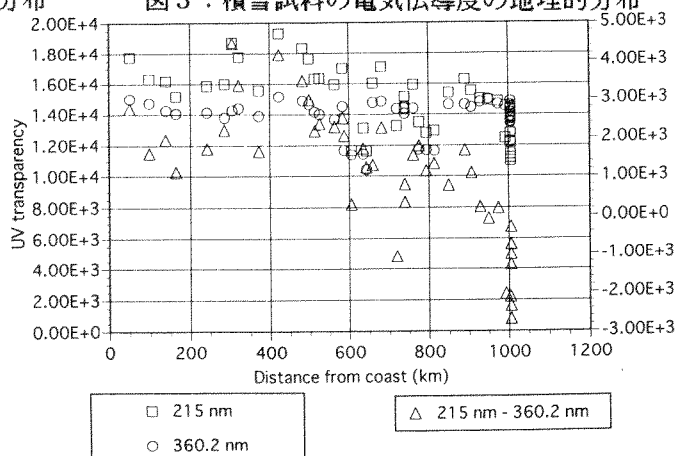


図5：沿岸部から内陸部にかけての積雪試料のUV吸収度

アラスカでの大気・雪試料中の化学成分濃度の季節変化

松永捷司^o、岩坂泰信、長田和雄、森育子、村井康弘（名大・太陽研）
金森悟、金森暢子（東海大）

【はじめに】

アラスカの大気と言えば、「春先のArctic Haze」という用語が良く知られている。遠隔地に長期間をかけて大気環境を知るためにはかなりの手間を必要とするが、とりあえずの手掛として、寒冷地では積雪試料の解析も有効である。

当研究グループでは、アラスカにおけるライダー観測の際に大気試料をはじめ、降雪・積雪試料を採取し、化学的な解析を行ってきた。ここでは、1994年の3月に採取した積雪試料の解析結果を中心に、これまでの結果と合わせて考察する。

【試料と化学分析】

フェアバンクス近郊のエスター・ドーム山頂、ライダーを設置してあるシープ・クリークなどで積雪を採取した。積雪試料は現地で一旦融かして100mlPP瓶に移し、冷凍もしくは冷蔵状態で持ち帰った。化学分析は島津LC-10Aを用いて主要陰イオン・陽イオンを測定した。

【結果と考察】

図-1にエスタードーム山頂（標高721 m）での結果を示す。図の左が雪面、右端が地面で、暦的には昨年暮れからの雪試料である。底部に近い雪は激しい霜ざらめ化を受けており、気体になりやすい成分は相当変質を受けていると考えられる。

NH_4^+ は、1~2 $\mu\text{eq/kg}$ の濃度で、立山の積雪に比べて半分以下で、以外と低濃度であった。 NO_3^- 濃度は表面付近の極大から深くなるとともに減少しており、激しい霜ざらめ化と良い対応を示す。

特筆すべきは nssCa^{2+} 濃度の変化である。同様な春先の nssCa^{2+} 濃度の急増は、92年

と93年の降雪試料中にも見られた。発表時にはICP/MSによる解析結果も合わせて議論したい。

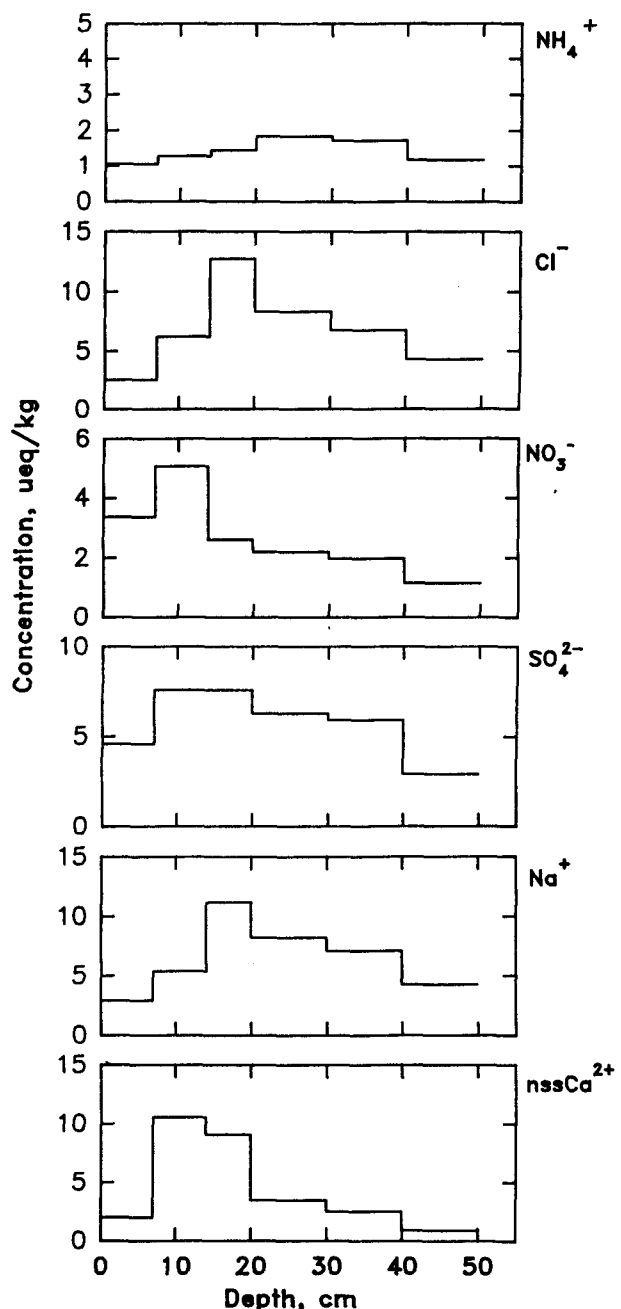
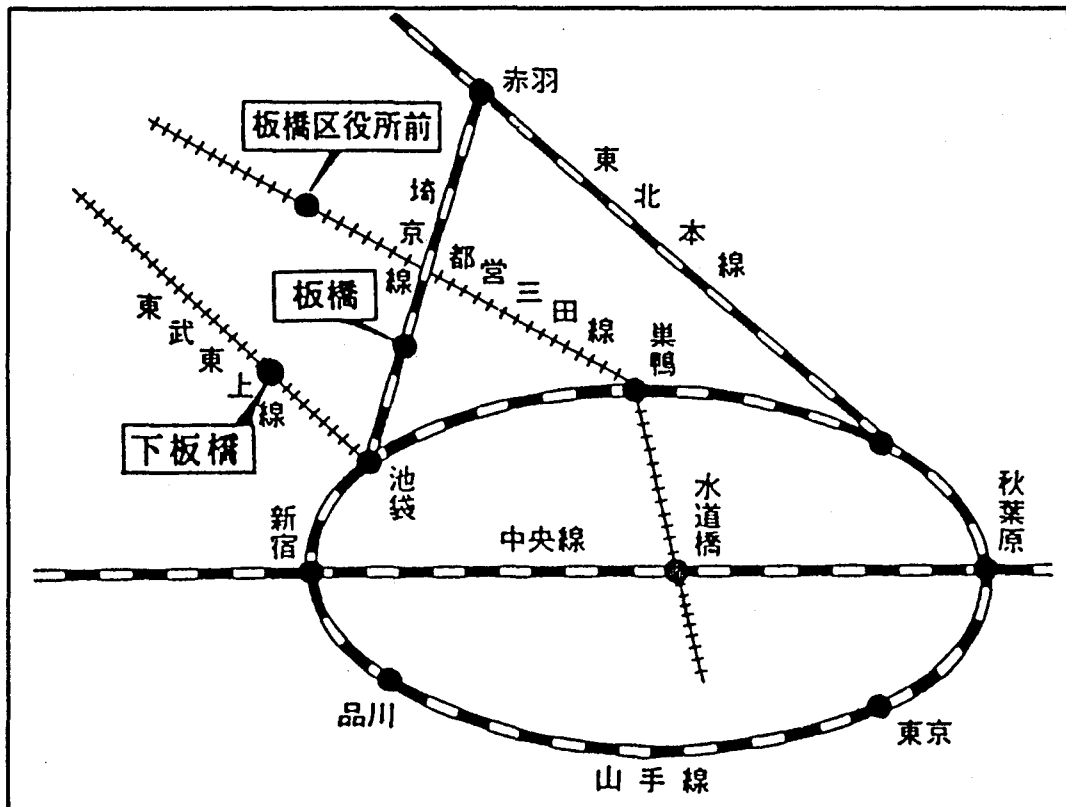
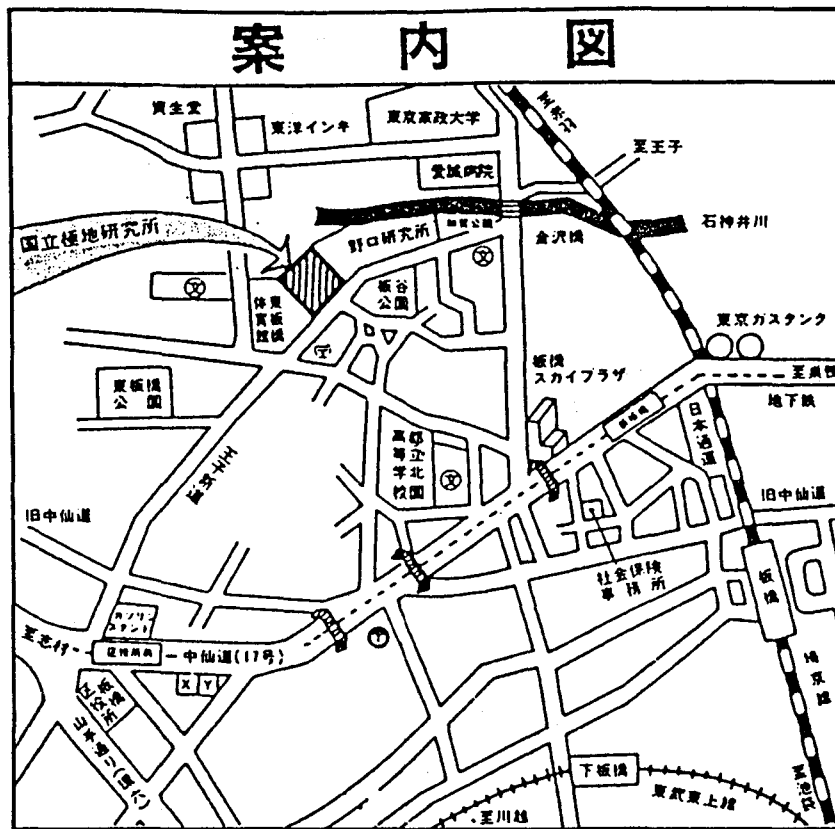


図-1 エスタードーム積雪中の化学成分濃度



- JR (埼京線) 板橋駅下車徒歩15分
- 地下鉄 (都営三田線) 板橋区役所前下車徒歩10分
- 東武東上線 下板橋駅下車徒歩15分

国立極地研究所
東京都板橋区加賀1-9-10
電話 (03)3962-4711